

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean DIDIER

Agrégé de l'Université
Maître-Assistant à l'Université de Clermont

PREMIÈRE THÈSE :

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES DE QUELQUES GRANITES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS *

DEUXIÈME THÈSE : PROPOSITION DONNÉE PAR LA FACULTÉ.

Soutenues publiquement le 28 mars 1963
devant la Commission d'Examen

MM. M. ROQUES, Professeur	Président
R. HOVASSE, Doyen honoraire	Examineurs
P. LAPADU-HARGUES, Professeur	
J. PETERLONGO, Professeur sans chaire	
J. JUNG, Professeur honoraire, Professeur à la Sorbonne ..	

G. DE BUSSAC
CLERMONT - FERRAND

* Thèse parue aux Annales de la Faculté des Sciences
de l'Université de Clermont. N° 23, Géologie et Minéralogie, 7^e fascicule.

N° d'ordre : 45
Série E

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean DIDIER

*Agrégé de l'Université
Maître-Assistant à l'Université de Clermont*

PREMIÈRE THÈSE :

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES DE QUELQUES GRANITES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS *

DEUXIÈME THÈSE : PROPOSITION DONNÉE PAR LA FACULTÉ.

*Soutenu publiquement le 28 mars 1963
devant la Commission d'Examen*

MM. M. ROQUES, Professeur	Président
R. HOVASSE, Doyen honoraire	} Examineurs
P. LAPADU-HARGUES, Professeur	
J. PETERLONGO, Professeur sans chaire	
J. JUNG, Professeur honoraire, Professeur à la Sorbonne . .	

G. DE BUSSAC
CLERMONT - FERRAND

* Thèse parue aux Annales de la Faculté des Sciences
de l'Université de Clermont. N° 23, Géologie et Minéralogie, 7^e fascicule.

UNIVERSITÉ DE CLERMONT

FACULTÉ DES SCIENCES

DOYEN	M. REMY Paul
1 ^{er} Assesseur	M. DUBOIS Emmanuel
2 ^e Assesseur	M. ROQUES Maurice

PROFESSEURS

MM. DUBOIS Emmanuel,	Physique
HOVASSE Raymond,	Zoologie générale et appliquée
RAMBAUD René,	Chimie
REMY Paul,	Chimie industrielle
BLANC Eugène,	Mécanique rationnelle
ROQUES Maurice,	Géologie et Minéralogie
LAPADU-HARGUES Pierre *,	Minéralogie
TRUFFAULT Robert,	Chimie
LUTZ Hubert,	Biologie animale
RAOULT Gaston,	Physique
CHAMPAGNAT Paul,	Physiologie végétale
DUPLESSIS-KERGOMARD Alain *,	Chimie P.C.B.
KRASNER Marc,	Algèbre supérieure
AVAN Louis,	Physique expérimentale
PARIAUD Jean-Charles,	Chimie physique
Mme HENNEQUIN Françoise,	Calcul différentiel et intégral
Mlle BERTHET Ginette *,	Physique
MM. LOISEAU Jean,	Botanique pure et appliquée
COMBE René *,	Physique
Mme AVAN Madeleine *,	Physique
M. DE PUYTORAC Pierre *	Biologie

MAITRES DE CONFÉRENCES

MM. PETERLONGO Jean-Marc **,	Géologie
DELOST Paul,	Physiologie animale
Mlle DONDON Marie-Louise,	Chimie physique
MM. SAUREL Jean,	Physique
VESSIÈRE Roger,	Chimie
BATHIER Marcel,	Physique M.P.C.
GUILLAUME Marcel,	Mathématiques M.P.C.
MAISONNEUVE Jacques,	Géologie appliquée
PHAM TAN HOANG,	Mathématiques
CAPESTAN Michel,	Chimie
MARTINET Pierre,	Chimie
HENNEQUIN Paul,	Mathématiques
THOMAS Jean,	Physique
ROCHE Jean-Etienne,	Physique
BEN-AIM Roger,	Chimie
BAILLAUD Lucien,	Botanique

Secrétaire principal : G. BRETAGNE.

* Professeur à titre personnel.

** Professeur sans chaire.

Jean DIDIER

*Agrégé de l'Université
Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de Clermont*

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES DE QUELQUES GRANITES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

SOMMAIRE

	Pages
<i>Avant-propos</i>	9

INTRODUCTION

I. — Définitions	11
II. — Historique	12
1. — Les enclaves des roches volcaniques	12
2. — Les enclaves des roches plutoniques	13
III. — Résumé des opinions exprimées	18
IV. — Idée directrice et méthode de travail	19
V. — Conventions concernant la nomenclature	21

PREMIÈRE PARTIE

LES ENCLAVES DES GRANITES CIRCONSCRITS

Chapitre premier

Les Enclaves du Granite du Sidobre

I. — Généralités	27
1. — Situation géographique du Sidobre	27
2. — Historique des travaux géologiques concernant le Sidobre	29
3. — Situation géologique du massif du Sidobre	30



II. — Etude pétrographique du granite du Sidobre et de ses enclaves...	30
1. — Le granite du Sidobre	30
2. — Les enclaves microgrenues du granite du Sidobre	33
3. — Les enclaves de cornéennes du granite du Sidobre	36
4. — Les enclaves surmicacées du granite du Sidobre	38
III. — Etude chimique du granite du Sidobre et de ses enclaves.....	41
1. — Liste des échantillons analysés	41
2. — Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes.	43
3. — Résultats des analyses présentés en pourcentages ioniques	45
4. — Comparaison des différentes roches	47
5. — Etude des oligo-éléments du granite et de ses enclaves	48
IV. — Conclusions sur le massif du Sidobre.....	50

Chapitre II

Les Enclaves des Granites des Cévennes Méridionales

I. — Généralités	51
1. — Situation géographique	51
2. — Historique des travaux géologiques.....	53
3. — Situation géologique	55
II. — Etude pétrographique des granites.	56
1. — Le granite porphyroïde	56
2. — Les faciès de bordure des granites de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron	59
3. — Le cortège filonien tardif des granites de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron	64
III. — Etude pétrographique des enclaves des granites de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron	65
1. — Les enclaves microgrenues	65
— <i>Dans le granite porphyroïde</i>	65
— <i>Les enclaves microgrenues des roches microgrenues</i>	73
2. — Les enclaves de cornéennes	76
— <i>Dans le granite porphyroïde</i>	76
— <i>Dans les roches microgrenues de la bordure</i>	77
3. — Les enclaves surmicacées	77
— <i>Dans le granite porphyroïde</i>	77
— <i>Les enclaves surmicacées des roches microgrenues de la bordure</i> ...	79
4. — Les schlieren micacés	81

IV. — Etude chimique des granites et de leurs enclaves.....	82
1. — Liste des échantillons analysés	82
2. — Résultats des analyses exprimés en pourcentages d'oxydes.....	85
3. — Résultats des analyses exprimés en pourcentages ioniques.....	89
4. — Discussion des résultats et tentative d'interprétation.....	93
5. — Etude de la répartition de quelques oligo-éléments dans les granites et leurs enclaves	96
V. — Conclusions sur les granites des Cévennes Méridionales	99

Chapitre III

Les Enclaves du Massif Granitique du Mayet-de-Montagne

I. — Généralités	101
1. — Situation géographique	101
2. — Historique des travaux géologiques	101
3. — Situation géologique	104
II. — Etude pétrographique des granites	105
1. — Le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne	105
2. — Les faciès de bordure microgrenus du granite porphyroïde	108
3. — Les aplites et granites hololeucocrates tardifs	109
4. — Les autres satellites filoniens du granite du Mayet-de-Montagne....	111
III. — Etude pétrographique des enclaves du granite porphyroïde.....	111
1. — Les enclaves microgrenues du granite du Mayet-de-Montagne	111
2. — Les enclaves de cornéennes et les enclaves surmicacées.....	118
3. — Les enclaves des granites hololeucocrates.....	119
IV. — Etude chimique du granite porphyroïde et de ses enclaves.....	121
1. — Liste des échantillons analysés.....	121
2. — Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes.	123
3. — Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages ioniques.	125
4. — Discussion des résultats.....	126
5. — Teneurs en quelques oligo-éléments métalliques.....	128
V. — Conclusions sur le massif du Mayet-de-Montagne	128

Chapitre IV

Les Enclaves du Massif Microgranitique de Pouzol-Servant

I. — Généralités	129
1. — Situation géographique	129
2. — Historique des travaux géologiques	129
3. — Situation géologique	131
II. — Etude pétrographique du microgranite et de ses enclaves.....	132
1. — Le microgranite de Pouzol-Servant.....	132
2. — Les enclaves du microgranite de Pouzol-Servant.....	135
— <i>Les enclaves microgrenues</i>	135
— <i>Les enclaves de schistes cristallins et les enclaves surmicacées</i>	138
III. — Etude chimique du microgranite de Pouzol-Servant et de ses enclaves	142
1. — Liste des échantillons analysés.....	142
2. — Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes.	144
3. — Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages ioniques.	145
4. — Discussion des résultats.....	146
5. — Teneurs en divers oligo-éléments métalliques du microgranite de Pouzol-Servant et de ses enclaves.....	146
IV. — Conclusion sur le microgranite de Pouzol-Servant.....	149

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

SUR LES ENCLAVES DES GRANITES CIRCONSCRITS

I. — Les enclaves microgrenues.....	151
II. — Les enclaves de cornéennes	155
III. — Les enclaves surmicacées	156
IV. — Les schlieren micacés	158
V. — Résumé des résultats obtenus.....	158

DEUXIÈME PARTIE

LES ENCLAVES DU GRANITE MIGMATITIQUE DU VELAY

I. — Généralités	161
1. — Introduction géographique.....	161
2. — Historique des travaux géologiques	162
3. — Résumé des connaissances géologiques concernant le granite du Velay	165

II. — Etude pétrographique du granite.....	165
1. — Etude pétrographique du granite.....	165
2. — Etude chimique du granite.....	171
3. — Conclusion.....	176
III. — Les enclaves de schistes cristallins du granite du Velay.....	177
1. — Caractères généraux.....	177
2. — Les enclaves de migmatites.....	178
3. — Les enclaves de gneiss.....	183
4. — Les enclaves surmicacées et les schlieren micacés.....	193
5. — Les enclaves d'amphibolites.....	196
6. — Les enclaves de pyroxénites.....	203
7. — Les enclaves de quartzites.....	203
8. — Conclusion sur les enclaves de schistes cristallins.....	204
IV. — Les enclaves de roches éruptives.....	206
1. — Généralités.....	206
2. — Les enclaves de roches éruptives orientées.....	207
A. — <i>Les enclaves de serpentines dans le granite du Velay</i>	207
B. — <i>Les norites malgachitiques de la région de Lamastre</i>	208
C. — <i>Les enclaves de vaugnérîtes et de roches basiques associées</i>	214
3. — Les enclaves de roches basiques équantes.....	232
4. — Conclusions sur les enclaves de roches éruptives du granite du Velay.....	237
V. — Conclusions à l'étude du granite migmatitique du Velay.....	238
RÉSUMÉ ET CONCLUSION GÉNÉRALE.....	241
<i>Bibliographie</i>	247
<i>Planches</i>	255



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546610_0012

AVANT-PROPOS

L'ORIENTATION de ma carrière est due à la rencontre, au cours de mes études secondaires, de M. René Pécoil, Professeur de Sciences Naturelles, qui sut m'intéresser à la matière qu'il enseignait et devint peu à peu pour moi un précieux conseiller et un véritable ami. C'est lui qui, en septembre 1950, m'introduisit au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont, où allait se dérouler une longue période de mon existence.

Après des études de licence, mes premiers travaux géologiques, effectués pour la préparation à un diplôme d'études supérieures, furent dirigés par M. le Professeur Lapadu-Hargues qui guida mes premiers pas de géologue avec une extrême gentillesse. Je garde un très bon souvenir de cette période où j'ai travaillé sous sa direction ; qu'il me permette de lui présenter ici l'expression de ma profonde gratitude.

A cette époque le poste d'assistant de géologie et minéralogie devint vacant. MM. les Professeurs Roques et Lapadu-Hargues voulurent bien me le proposer et furent ainsi à l'origine de ma carrière universitaire.

L'agrégation passée, je dus partir au service militaire, et abandonner pendant 26 mois le laboratoire auquel j'étais désormais attaché. J'eus la chance d'être rapidement recueilli à la Section Géologique de l'Armée par M. le Colonel Laporte qui m'envoya, en qualité de géologue militaire, participer aux travaux de prospection entrepris au Sahara par le C.E.A. et le B.R.M.A. L'expérience du travail sur le terrain acquise pendant cette période me fut par la suite très précieuse. A M. le Colonel Laporte, et à mes chefs et collègues du C.E.A. et du B.R.M.A., qui m'ont si bien accueilli, j'adresse mes vifs remerciements et l'assurance de mon très cordial souvenir.

A mon retour à Clermont se posa le problème du choix d'un sujet de thèse. Depuis longtemps déjà M. le Professeur Roques s'intéressait aux enclaves des granites : il me fit l'honneur de m'en confier l'étude. Dès lors, en travaillant sous sa direction, j'ai bénéficié de sa grande connaissance des terrains cristallins. En mettant à ma disposition des moyens d'étude perfectionnés, et en me proposant successivement pour

les postes de Chef de Travaux et de Maître-Assistant, il m'a placé dans des conditions matérielles très favorables à l'élaboration de mon travail. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour tout ce qu'il a fait pour moi depuis notre première rencontre.

M. le Professeur Jung, toujours très attaché au Laboratoire de Clermont, a porté à mon travail le plus bienveillant intérêt. En dépit de la charge de ses hautes fonctions, il a tenu à rester au courant de mes recherches et m'a prodigué de précieux conseils et encouragements.

M. J. Peterlongo, Professeur sans chaire, est depuis longtemps pour moi le conseiller et l'ami de tous les jours. Renseigné sur les moindres détails de mes recherches, il m'a fait d'innombrables suggestions qui ont grandement contribué à donner à cette thèse son aspect définitif.

Je n'aurai garde d'oublier les nombreuses personnes qui m'ont fait bénéficier de leur expérience au cours de fructueux entretiens : M. le Professeur E. Raguin, de l'Ecole des Mines de Paris, M. J. Ravier, Professeur sans chaire à la Sorbonne, m'ont toujours accueilli dans leurs laboratoires avec la plus grande amabilité et m'ont donné de nombreux encouragements. Mes amis, M. Arnould, Chef de Travaux à l'Ecole des Mines de Paris, J. Maisonneuve, Maître de Conférences à Clermont, et J. Lameyre, Maître-Assistant à Clermont, ont bien voulu me faire part de leurs observations au cours de discussions très amicales. Mlle D. Métais, Maître-Assistant à la Sorbonne m'a fait profiter de son expérience des lamprophyres. Le Dr A.C. Tobi, de l'Université d'Utrecht a examiné les macles des plagioclases dans quelques uns de mes échantillons.

J'ai également bénéficié de l'aide matérielle des membres du Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont. Je remercierai tout particulièrement : Mme E. Gamot-Ciceri, Mlles J. Orliac et S. Pignide, auteurs des analyses chimiques, Mme C. Jamond et Mme F. Cantagrel, qui ont fait les analyses spectrographiques ; Mme Mergoïl qui m'a initié à l'étude des feldspaths alcalins aux rayons X et qui a déterminé certains de mes échantillons ; M. L. Trinquart qui m'a aidé à étudier les minéraux opaques de quelques enclaves.

Les très nombreuses lames minces dont j'ai eu besoin ont été fabriquées avec soin et célérité par MM. Lavaure, Laverrat, Ferrand et Régent. De son côté M. Maradeix a bien voulu préparer les poudres de roches destinées aux analyses.

Je les remercie tous très sincèrement, sans oublier Mme Bellon qui a dactylographié ce texte avec le plus grand soin et MM. Laverrat et Régent qui l'ont tiré avec une parfaite compétence.

Tous les dosages d'oligo-éléments par voie spectrographique dans les granites et leurs enclaves ont été effectués dans le cadre d'un contrat avec le Commissariat à l'Energie Atomique. Je remercie Monsieur le Haut-Commissaire qui a autorisé la publication de leurs résultats.

Je remercie enfin M. le Directeur du C.N.R.S. qui m'a attribué plusieurs subventions pour déplacements sur le terrain et la Direction du Bureau des Recherches Minières de l'Algérie qui a financé une tournée de deux mois au Hoggar afin de me permettre de vérifier, dans une autre région, la généralité des faits observés dans le Massif Central français.

INTRODUCTION

I

DÉFINITIONS

ON désigne sous le nom d'*enclaves* les portions de roches étrangères englobées dans des roches éruptives par ailleurs à peu près homogènes.

Les enclaves peuvent être de taille extrêmement variées, certaines atteignent des centaines de mètres de longueur, d'autres, au contraire, peuvent n'être que microscopiques. Elles sont *entourées de toutes parts*.

Le plus souvent, les enclaves sont constituées par un certain nombre de cristaux appartenant à des espèces minérales différentes, mais il existe aussi des enclaves formées par des cristaux d'une seule espèce (enclaves de roches monominérales) et même, à la limite, par un seul cristal (enclaves de minéraux). Le diagnostic de l'enclave devient alors très délicat, il repose essentiellement sur le *caractère étranger* du minéral englobé, qui d'ailleurs est souvent en voie de résorption. Il existe aussi des enclaves vitreuses.

Que le fragment enclavé soit cristallin ou vitreux, pluriminéral ou monominéral, son diagnostic en tant qu'enclave repose également sur une certaine habitude des pétrographes, qui n'est d'ailleurs pas très logique. C'est ainsi que l'on ne considère pas comme des enclaves les trainées et les amas pegmatitiques ou aplitiques communs dans les roches éruptives grenues, et qui pourtant sont englobés de toutes parts. Cela tient je crois, à ce qu'on les considère comme des productions tardives, plus récentes que la roche qui les entoure et que souvent, d'une façon implicite, à l'idée d'enclave est liée une notion d'antériorité par rapport à la roche englobante.

En France, il existe une différence bien nette entre les mots *enclave* et *inclusion*. Alors que l'enclave est prise dans une roche, c'est-à-dire dans un édifice de cristaux, l'inclusion est enfermée dans un unique cristal. On sait d'ailleurs que les inclusions peuvent se présenter sous des états physiques différents : solide, liquide ou gazeux.

II

HISTORIQUE

LA présence d'enclaves dans les roches éruptives est connue depuis les débuts de la géologie. James Hutton, dès 1794, avait observé l'existence dans le granite de Galloway (Ecosse) de fragments de schistes arrachés aux strates pendant la mise en place. Dans la première moitié du XIX^e siècle, la plupart des géologues firent des observations du même ordre (Cordier, Dufrenoy, Fournet). C'est ainsi que P.L.A. Cordier (selon Ch. d'Orbigny, 1868) citait de nombreux granites où il avait observé la présence de fragments de gneiss ou de roches métamorphiques, ce qui l'amenait à affirmer la postériorité des granites par rapport aux roches métamorphiques. Remarquons toutefois que Cordier ne donnait pas le nom d'enclaves à ces fragments, car pour lui enclave était plus ou moins synonyme de massif (enclave granitique pour massif granitique).

Pendant toute cette période les observations d'enclaves ne furent que fragmentaires et occasionnelles, les géologues se contentaient d'en tirer des renseignements sur l'âge relatif des roches éruptives et des roches qu'elles englobent. Il fallut attendre la fin du XIX^e siècle pour trouver des travaux consacrés plus spécialement à la description des enclaves.

1. — LES ENCLAVES DES ROCHES VOLCANIQUES.

A partir de 1890, A. Lacroix s'intéressa aux enclaves des roches volcaniques, qu'il fut d'ailleurs le premier à désigner sous ce nom. Ses observations sur les laves d'Auvergne, d'abord réparties dans de nombreuses notes, furent rassemblées en 1893 dans un important ouvrage « Sur les enclaves des roches volcaniques ». Il reconnut d'abord la présence dans les laves de nombreux fragments de roches étrangères, gneiss, micaschistes, calcaires, arrachés par le magma au cours de sa montée et n'ayant aucun rapport direct avec lui. Il baptisa ces fragments *enclaves énallogènes* et décrivit minutieusement leur composition minéralogique, faisant la part de la constitution initiale et des recristallisations liées au métamorphisme. Les associations minéralogiques qu'il observa servirent ultérieurement à P. Eskola (1921) pour définir son « Sanidinite Faciès ».

Lacroix reconnut en outre la présence, au sein des roches volcaniques, d'enclaves de roches éruptives aux structures variées. Pensant qu'elles avaient des relations d'origine avec la lave qui les englobait, il les dénomma enclaves *homæogènes*. Dans ce groupe, certaines seraient des produits de différenciation ayant cristallisé in situ : ce sont des accumulations de phénocristaux enserrant un peu de verre (type plésiomorphe) ou complètement agglutinés

les uns aux autres en édifice grenu (type allomorphe). D'autres, au contour net, représenteraient des fragments arrachés à un gisement en place et charriés par le magma ; ce pourraient être des laves d'une éruption antérieure ayant à peu près la même structure que la roche qui les englobe (type symorphe), ou des roches grenues holocristallines provenant de masses intrusives présentes dans les profondeurs de l'appareil volcanique (type allomorphe).

Ultérieurement (1904) A. Lacroix subdivisa les enclaves homœogènes en deux catégories basées sur leur composition chimique :

- les enclaves homœogènes homologues ayant la même composition que la lave qui les entoure ;
- les enclaves homœogènes antilogues ayant une composition chimique différente, en général plus basique que la lave.

Dès ses premiers travaux (1893) A. Lacroix avait remarqué l'existence d'enclaves ressemblant aux enclaves homœogènes mais provenant de la modification d'enclaves énallogènes. En 1901 il créa pour les désigner le terme d'*enclaves polygènes*. Ce seraient tantôt des portions de magma endomorphisées par digestion totale d'enclaves généralement énallogènes (*enclaves endopolygènes*), tantôt aussi des fragments de roches extérieures non dissoutes par le magma mais complètement transformées par ses émanations (*enclaves exopolygènes*).

Il définit par la même occasion (1901) les *enclaves pneumatogènes*. Ce sont des agrégats cristallins ressemblant un peu aux enclaves homœogènes, mais riches en cavités miarolitiques. Ces enclaves proviendraient de la cristallisation de matières apportées par les fumerolles dans les fissures des roches encaissantes. Ces cristallisations auraient été disloquées et transportées par les laves.

Les travaux de Lacroix font encore autorité aujourd'hui, aussi les auteurs modernes se préoccupent-ils très peu des enclaves des roches volcaniques. Il n'en n'est pas de même des enclaves des roches plutoniques.

2. — LES ENCLAVES DES ROCHES PLUTONIQUES.

TERMINOLOGIE.

A. Lacroix s'intéressa relativement peu aux enclaves des roches éruptives grenues. Cependant (1901) il étendit à ce domaine la terminologie qu'il avait créée pour les enclaves des roches volcaniques. Il décrivit dès lors des enclaves énallogènes, homœogènes ou polygènes dans des granites. Son exemple fut suivi par la plupart des pétrographes français.

En 1933, il employa le terme d'*enclaves surmicacées* pour désigner certaines enclaves des granites de la région de Porto caractérisées par une grande abondance de biotite.

La nomenclature de Lacroix n'a jamais été très employée à l'étranger. Les auteurs de langue anglaise ont utilisé de nombreux noms, souvent pittoresques, dont la plupart n'impliquent pas une origine particulière. Parmi ceux-ci il faut citer : *inclusion*, *inclosure*, *knot*, *clot*, *dark spot*, *niggerhead*, *bunch*, *nest of minerals*. Les Anglo-Saxons disposent pourtant, s'ils le désirent, d'un vocabulaire plus précis.

En 1894, W.J. Sollas créa le terme de *xenolith*. Xenolith ayant été appliqué initialement à des fragments de roches encaissantes trouvés dans un granite d'Irlande, T.H. Holland (1900), désigna par *autolith* les enclaves de roches éruptives (homœogènes de Lacroix) qu'il observa dans les massifs plutoniques des Indes et qu'il pensa congénères des roches qui les entouraient. Quant à G.E. Goodspeed (1947) il créa le terme de *skialith* pour désigner des résidus de schistes cristallins en voie de granitisation observés dans de nombreux massifs des Etats-Unis, afin de réserver le nom de xenolith aux « fragments d'origine étrangère s'étant enfoncés au sein d'un magma ». Les skialiths ont en général des bords flous, ils peuvent

se réduire à une simple traînée micacée, ce sont étymologiquement les ombres d'anciennes roches granitisées.

Sans entrer dans ces détails, de nombreux géologues de langue anglaise se contentent de grouper sous le terme d'*inclusions* aussi bien les enclaves des roches que les inclusions des cristaux. D'autres distinguent les « cognate inclusions » encore appelées « *indigenous, endogenous* ou *consanguineous inclusions* » qui correspondent aux enclaves homœogènes et les *accidental* ou *exogenous inclusions* équivalents de nos enclaves énallogènes.

Le terme *xenocryst* créé par W.J. Sollas en 1894 désigne les enclaves de minéraux.

Quant aux auteurs allemands, ils emploient *Einschlüsse* aussi bien pour désigner les inclusions des cristaux que les enclaves des roches. Parmi ces dernières, ils distinguent les *endogenen Einschlüsse* (enclaves homœogènes) et les *exogenen Einschlüsse* (enclaves énallogènes). Ils ont fourni par ailleurs au vocabulaire géologique international le mot de *Schlieren*, vieux terme de mineur désignant des traînées allongées, à bordures floues, passant progressivement à la roche éruptive encaissante.

DESCRIPTIONS D'ENCLAVES DANS LES ROCHES PLUTONIQUES.

Ces questions de terminologie mises à part, on trouve des descriptions d'enclaves dans de très nombreux travaux et plus particulièrement dans ceux des géologues qui ont participé à la grande controverse sur l'origine des granites.

Une bibliographie particulièrement soignée, comportant 137 titres, a été établie en 1937 par F.F. Grout dans un ouvrage fondamental intitulé « Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks ». Par souci de brièveté je ne reprendrai pas l'analyse de tous ces travaux et je me contenterai de citer les principales contributions apportées à la connaissance des différents types d'enclaves.

Le métamorphisme de contact exercé par les granites et syénites sur leurs *enclaves d'origine étrangère* a été très bien étudié dans la région d'Oslo par V.M. Goldschmidt (1911). Cet auteur a montré en particulier, quelles paragenèses minérales apparaissent dans ces enclaves qui conservent, le plus souvent, une forme anguleuse et un contact très net avec la roche éruptive et qui, d'autre part, à la différence des enclaves des roches volcaniques, ne contiennent jamais de verre.

De nombreux pétrographes ont admis que les roches plutoniques peuvent dissoudre d'importantes quantités de matériel d'origine étrangère et ont décrit des enclaves énallogènes en voie de disparition (A. Lacroix, 1898 et 1900 : enclaves polygènes du granite des Pyrénées). Selon N.L. Bowen (1922), la possibilité de dissolution dépendrait essentiellement de la nature chimique des enclaves et de celle du magma. Un magma dissoudrait facilement les enclaves ayant la composition de sa fraction encore liquide alors qu'il ne pourrait pas dissoudre les enclaves basiques de composition analogue à sa partie cristallisée.

Pour S.R. Nockolds (1933) les magmas acides tendraient à assimiler leurs enclaves basiques d'origine étrangère. Dans le détail cette assimilation comporterait deux stades : d'abord la transformation des minéraux des enclaves en minéraux nouveaux en équilibre avec le magma, ensuite une dispersion purement mécanique des constituants de l'enclave dans le magma.

J. Wyart, C. Ruppli et G. Sabatier (1960), étudiant expérimentalement le comportement d'une enclave artificielle d'argile dans un magma de composition granitique, ont montré qu'elle tend à diminuer de volume tout en conservant une bordure nette. La diminution de l'enclave correspondait à sa dissolution dans le liquide granitique environnant. La saturation du magma granitique en tel ou tel élément apporté par l'enclave déterminerait l'arrêt de la dissolution. Indépendamment de ces phénomènes il y aurait, en outre, des échanges d'alcalins entre les deux milieux, la potasse allant de l'argile au granite, la soude en sens

inverse. Ces diffusions aboutiraient à une égalisation des teneurs entre l'enclave et la roche éruptive.

D'autres auteurs ont observé sur le terrain des phénomènes de feldspathisation, voire même de granitisation, d'enclaves énallogènes, qui leur ont fait invoquer d'importantes migrations d'éléments entre les roches éruptives grenues et leurs enclaves.

Dès 1884, Ch. Barrois avait observé dans certaines enclaves des granites ou dans les cornéennes de la périphérie la présence de chapelets de cristaux granitiques qu'il avait appelés *filons moniliiformes*. Peu après, Auguste Michel-Lévy (1893), décrivit la granitisation d'enclaves de cornéennes dans le granite de Flamanville. Plus tard J.J. Sederholm (1928) nota l'apparition d'ovoïdes feldspathiques (à cœur d'orthose et écorce d'oligoclase) dans les enclaves du granite rapakivi.

Les références les plus intéressantes sur la feldspathisation des enclaves se trouvent dans les notes de R. Perrin et M. Roubault (1937 et 1939) qui ont analysé ces phénomènes en détail et ont créé le terme de *double enclave* pour désigner la présence d'un grand feldspath granitique dans une enclave de roche encaissante. De son côté, H.H. Read (1956) a cité des observations personnelles intéressantes et a donné de nombreuses références bibliographiques dans la littérature anglaise.

Pourtant, en dépit des sérieuses références qui viennent d'être énumérées, de nombreux auteurs ont nié la possibilité d'une granitisation d'enclaves d'origine étrangère, et ont considéré les enclaves granitisées ou feldspathisées comme des fragments de roches éruptives originellement porphyriques.

Dans sa remarquable étude de la question, F.F. Grout (1937) a compté les partisans et les adversaires de la granitisation des enclaves énallogènes. Ses conclusions personnelles sont nuancées : la plupart des enclaves granitisées ou feldspathisées seraient d'origine éruptive, mais dans certains cas, des enclaves d'origine sédimentaire auraient pu subir des transformations analogues.

Pour F.F. Grout le diagnostic de l'origine est délicat, ni la présence de grands feldspaths, ni celle de veines granitoïdes, ni une composition chimique particulière, ni une structure, ne peuvent être considérées comme des critères décisifs.

Partisan et théoricien de la granitisation, D. Reynolds (1946) a montré que, d'une façon paradoxale, certaines enclaves énallogènes avaient pu subir des phénomènes de basification et de désilication. Il faut préciser qu'il ne s'agit là que d'une étape transitoire (définitivement figée) normalement effacée par la granitisation.

La position des enclaves énallogènes au sein des granites a intéressé de nombreux auteurs. Sur ce point encore les avis sont très divisés. Alors que certains ont tiré de leurs observations la conclusion d'un déplacement souvent important des enclaves, interprété comme résultant d'une chute dans un milieu fluide (théorie du magmatic stoping de R.A. Daly), d'autres ont admis un déplacement vers le haut (C.E. Wegman, d'après E. Raguin, 1957), qui correspondrait à une certaine rigidité du granite au cours de sa mise en place. Parfois un même affleurement a donné lieu à des conclusions très différentes : J. Cogné (1950) a décrit des enclaves de gneiss déplacées au sein d'un granite de Bretagne ; R. Perrin et M. Roubault (1955) ont nié tout déplacement de ces mêmes enclaves qui dériveraient, selon eux, de gneiss plissotés. P. Hupé (1951) observant des enclaves apparemment déplacées, a néanmoins conclu à une rigidité du matériel granitique en formation. Ce matériel aurait, par contre, subi une fracturation avant l'achèvement de la granitisation. Les *enclaves phasmatoclastiques* constituées par des traînées de chlorite ou de tourmaline seraient les traces des premières diaclases apparues au sein du granite, reprises par l'achèvement de la granitisation.

La présence d'*enclaves de roches éruptives* au sein de massifs granitiques a été signalée par de très nombreux auteurs. Il s'agit tantôt de roches microgrenues voire même microlitiques, comme l'ont cité F. Mourgues (1901), J. de Lapparent (1913), D.R. Grantham (1928), A.

Pabst (1928), C. Gottfried (1932), S.R. Nockolds (1932), H.H. Thomas et W. Campbell-Smith (1932), E. Callaghan (1935) et P. Laffitte (1955), tantôt de roches grenues le plus souvent basiques d'après J.W. Sollas (1894), G.K. Gilbert (1906), K. Willmann (1919), H.H. Thomas et W. Campbell-Smith (1932), G.A. Joplin (1935), M. Lelubre (1938), Q.A. Palm (1954), M. Härme et M. Laitala (1955), M. Härme (1958), S. Zarayan (1959), J. Maisonneuve (1960), G. Guitard et E. Raguin (1961), J. Didier (1961), etc. Elles ont naturellement fait l'objet d'interprétations très différentes.

Les unes seraient de simples corps étrangers inclus dans le magma granitique au même titre que des fragments de roches sédimentaires. C'est ainsi que le terme de xenolith fut employé par J.W. Sollas, son créateur, pour désigner des enclaves d'un gabbro dans des filons de granophyre.

La roche éruptive encaissante exerce sur de telles enclaves un métamorphisme de contact intense. Selon G.A. Joplin (1935) des fragments de roches basiques grenues, englobés dans des roches plutoniques acides, subissent une importante recrystallisation qui se traduit essentiellement par l'acquisition d'un grain plus fin, d'une structure du type granoblastique, et par des modifications minéralogiques, telles que le remplacement des pyroxènes originaux par des cristaux de hornblende ou de biotite.

Dans les granites et syénites de la région d'Oslo, le métamorphisme exercé sur les enclaves de roches éruptives a été si fort, qu'elles ont pris le même aspect de cornéenne que les fragments de roches sédimentaires. Seules certaines particularités de composition chimique permettraient éventuellement de retrouver leur origine (V.M. Goldschmidt, 1911).

Le granite peut assimiler des quantités importantes de telles enclaves. Le mécanisme de l'assimilation, selon S.R. Nockolds (1932), est celui qui a déjà été décrit pour les enclaves d'origine sédimentaire. Il y a d'abord une recrystallisation avec apparition de minéraux nouveaux en équilibre avec le granite, puis une désintégration purement mécanique des enclaves. Certaines enclaves plus grenues et porphyriques représenteraient des stades intermédiaires en voie de recrystallisation. L'assimilation des enclaves entraînerait une modification de la composition du granite.

D'autres enclaves de roches éruptives, également d'origine étrangère, ont subi des actions métasomatiques importantes aboutissant à une modification profonde de la composition chimique. Un des phénomènes les plus spectaculaires est la feldspathisation, c'est-à-dire l'apparition de porphyroblastes identiques à ceux du granite (R. Perrin et M. Roubault, 1939). Cette feldspathisation des roches éruptives serait analogue à celle des enclaves énallogènes. Des modifications chimiques et une recrystallisation plus poussée conduiraient à une véritable granitisation (M. Härme et M. Laitala, 1955, M. Härme, 1958). Mais l'accord est loin d'être réalisé sur ce point puisque d'autres auteurs (P. Laffitte, 1955) admettent une recrystallisation sans modification chimique importante.

Selon D. Reynolds (1946) les fragments de roches éruptives enclavés dans les granites subissent les mêmes phénomènes de désilication et de basification que les enclaves de roches métamorphiques.

Par ailleurs, de nombreux auteurs ont admis que certaines enclaves d'allure éruptive dérivent de fragments de roches sédimentaires ou métamorphiques encaissantes. Dès 1893, Auguste Michel-Lévy pensait que le métamorphisme de contact exercé par le granite sur ses enclaves d'origine étrangère peut leur donner une apparence de diabase ou de porphyre. A. Lacroix (1898 et 1900) adoptant la théorie de l'endomorphisme suivant laquelle l'assimilation de roches étrangères modifie la composition d'une roche éruptive, considérait certaines enclaves basiques du granite des Pyrénées comme dérivant de l'assimilation totale d'enclaves énallogènes, principalement calcaires. Il leur donna, pour cette raison, le nom d'enclaves endopolygènes. A. Bigot (1932) décrivit des zones du granite de Flamanville où il y aurait un passage progressif entre les fragments de cornéennes de la périphérie du massif et les enclaves basiques que l'on trouve plus à l'intérieur. R. Perrin et M. Roubault (1939) admettant

pour les roches éruptives les plus variées la même origine transformiste que pour le granite, ont soutenu une opinion semblable.

Selon D. Reynolds (1946) les enclaves basiques des granites pourraient provenir aussi bien d'anciens fragments de roches métamorphiques que de roches éruptives. Les phénomènes essentiels seraient la désilication, la basification et la granitisation qui les suit. L'allure des enclaves dépendrait beaucoup plus de ces phénomènes que de la nature originelle des roches enclavées.

D'autres géologues refusent de rechercher à l'extérieur du granite l'origine de certaines enclaves de roches éruptives, et pensent, au contraire, que leur genèse est en rapport avec la formation du granite lui-même. Toutefois leurs opinions sur cette origine diffèrent considérablement.

Certaines de ces enclaves représenteraient des concentrations locales de minéraux basiques ayant cristallisé en premier dans le granite (A. Lacroix, 1893, H. Rosenbusch, 1910). Un processus de ségrégation aurait séparé ces minéraux du magma demeuré liquide et les aurait agglutinés les uns aux autres.

D'autres furent expliquées par la théorie de la liquation (R.A. Daly, 1914) suivant laquelle des liquides immiscibles pourraient se séparer. La substance devant donner naissance aux enclaves se serait donc séparée, à l'état liquide, du magma granitique et aurait cristallisé isolément. Cette théorie n'est plus guère invoquée à l'heure actuelle.

Pour Q.A. Palm (1957) les enclaves basiques du granite de Largentière représenteraient les produits de cristallisation d'un magma basique différencié par gravité, en profondeur, à partir du magma granitique. Lors de la mise en place du granite, celui-ci aurait entraîné avec lui des portions de magma basique qui auraient donné naissance aux enclaves.

D'autres auteurs pensent que certaines enclaves de roches éruptives représentent des portions du magma initial ayant cristallisé hâtivement et qui ont ensuite été reprises et plus ou moins disloquées par le magma demeuré liquide. Les enclaves pourraient ainsi représenter les résidus de faciès de bordure transitoires disloqués au cours de la progression ultérieure du magma granitique (S. Taber, 1913, E.B. Mayo, 1935).

Pour J. de Lapparent (1913) l'ensemble du granite de La Haya dériverait d'un magma gabbroïque qui, au cours de sa cristallisation, aurait subi l'action d'une pegmatite, c'est-à-dire un apport de silice, d'alumine et d'alcalins. Les enclaves basiques représenteraient des zones où l'apport aurait été moins intense et où l'on retrouverait, à l'état figé, les étapes intermédiaires de la genèse du granite. Ces transformations se seraient opérées en profondeur, le granite ayant entraîné au cours de sa mise en place des portions du magma basique peu modifiées.

De nombreux géologues ont été frappés de la ressemblance existant entre certaines enclaves basiques et les lamprophyres granitiques. Ils en ont tiré des conclusions variées.

Pour F. Mourgues (1901) bon nombre d'enclaves du granite de l'Aigoual seraient des fragments de vieux filons lamprophyriques disloqués par le granite. Une telle origine fut effectivement démontrée en d'autres régions où différents auteurs (F.D. Adams et A.E. Barlow, 1910 ; C.H. Clapp, 1921 ; F. Dixey, 1925) prouvèrent l'existence de transitions entre certains filons lamprophyriques et des enclaves. Certaines parties des filons sans doute injectées dans des parties déjà consolidées du granite ayant conservé des épontes nettes, tandis que d'autres, mises en place dans des zones encore mouvantes, ont été dissociées en enclaves.

La parenté géochimique des enclaves et des lamprophyres a également frappé P. Lapadu-Hargues (1949) qui considère bon nombre d'enclaves basiques comme des concentrations locales d'éléments ferro-magnésiens surabondants. Alors que les filons lamprophyriques tardifs représenteraient une élimination de ces éléments vers l'extérieur du massif, les enclaves basiques correspondraient à une élimination par ségrégation. Usant d'une comparaison d'ordre biologique, P. Lapadu-Hargues compare les enclaves basiques aux reins d'accumula-

tion des Tuniciers, les filons lamprophyriques devenant, dans cette optique, l'équivalent du véritable rein des Vertébrés.

J. Maisonneuve (1960) a soutenu la même idée à propos des enclaves basiques du granite de Corse. Elles représenteraient des concentrations locales d'éléments ferro-magnésiens en excès dans le granite, à la suite de l'assimilation de roches basiques anciennes. Des enclaves allongées, intermédiaires entre les enclaves courantes et les filons lamprophyriques, sont baptisées par cet auteur « filons basiques naissants ».

Quant aux *enclaves surmicacées*, elles n'ont jamais fait l'objet d'études très complètes. De nombreuses interprétations les concernant ont, par contre, été proposées.

Selon A. Lacroix, à qui elles doivent leur nom (1933), il s'agirait tantôt de fragments de roches métamorphiques, tantôt de roches éruptives particulièrement riches en biotite. Les trainées micacées les plus floues pourraient représenter des enclaves endopolygènes.

Des alignements micacés assez diffus, observés dans des granites intrusifs du Groenland, ont été interprétés par W.T. Harry et R.C. Emeleus (1960) comme des ségrégations formées dans des conditions magmatiques. Certaines particularités de leur disposition : alternances rythmiques avec des zones plus leucocrates, division en branches, ou sinuosité du tracé, seraient dues à des variations de fluidité du magma.

Les partisans de l'origine métasomatique de certains granites les considèrent comme les ultimes vestiges des lits micacés des schistes cristallins. Pour G.E. Goodspeed (1947), elles appartiennent à la catégorie des skialiths.

Les suggestions les plus originales sur leur origine nous viennent des théoriciens de l'anatexie différentielle (P. Eskola, 1933, K.R. Mehnert, 1953, H.G.F. Winkler, 1960), suivant lesquels elles représentent le résidu réfractaire des schistes cristallins soumis à l'anatexie.

III

RÉSUMÉ DES OPINIONS EXPRIMÉES

En résumé, nous retrouvons à propos de cette modeste question des enclaves, l'important problème de la genèse des roches plutoniques en général et des granites en particulier. La diversité des opinions exprimées ne tient pas tellement à la diversité des enclaves, qu'à la multiplicité des écoles de pétrographes. Certes, comme l'a constaté fort justement H.H. Read, « il y a granites et granites » et le même nom, purement descriptif, désigne des roches aux gisements variés qui se comportent de façons bien différentes par rapport à leur entourage et à leurs enclaves. Mais il y a tout autant écoles et écoles, chacune partant d'observations précises dans un domaine donné, pour élaborer une ample et souvent séduisante théorie avec laquelle il faut bien faire cadrer par la suite le petit problème des enclaves. N'ayant pas la prétention d'échapper à cette tendance fort générale, je me propose, avant de passer à la partie descriptive de ce travail, de résumer en quelques mots les opinions de mes prédécesseurs.

Les *enclaves d'origine manifestement étrangère*, fragments de cornéennes ou de schistes cristallins bien identifiés, que l'on trouve à l'intérieur du granite, ne posent pas de problèmes. Tout le monde s'accorde sur leur nature. Ces enclaves seraient affectées tantôt par un métamorphisme de contact topochimique, tantôt par une feldspathisation ou une granitisation plus complète. Cette diversité de comportement tient peut être, en partie, à ce que certaines

observations ont été faites dans des massifs circonscrits et d'autres dans des massifs migmatitiques.

Par contre, les *enclaves de roches éruptives* suscitent des explications si variées que le problème de leurs origines, en admettant que ces dernières soient multiples, paraît de prime abord bien compliqué.

Ce seraient tantôt, suivant les cas et les auteurs :

- 1 — des ségrégations de minéraux basiques ayant cristallisé en premier dans le magma (A. Lacroix, 1893) ;
- 2 — des portions de magma basique séparées à l'état liquide du magma granitique et ayant cristallisé séparément (R.A. Daly, 1914) ;
- 3 — des portions de roches basiques différenciées du magma granitique en profondeur et par gravité, puis remontées par le granite lors de son intrusion (Q.A. Palm, 1957) ;
- 4 — des reliques d'un magma basique ayant donné naissance au magma granitique en profondeur par l'intermédiaire d'un apport de silice, d'alumine et d'alcalins (J. de Lapparent, 1913) ;
- 5 — les résidus de faciès de bordure éphémères dépassés et disloqués par le granite (S. Taber, 1913, E.B. Mayo, 1935) ;
- 6 — des fragments de vieux lamprophyres disloqués par le granite (F. Mourgues, 1901) ;
- 7 — des concentrations locales d'éléments ferro-magnésiens en excès dans le granite et que celui-ci ne parviendrait pas à expulser sous forme de lamprophyres (P. Lapadu-Hargues, 1949) ;
- 8 — des fragments de roches éruptives étrangères, arrachés par le magma granitique à leur gisement originel (A. Lacroix, 1893) et qui pourraient, dans certains cas, être plus ou moins transformées par le magma (enclaves exopolygènes de Lacroix, 1901) ;
- 9 — des portions de magma granitique endomorphisées par l'assimilation totale de fragments de roches étrangères, calcaires par exemple (enclaves endopolygènes de Lacroix, 1901) ;
- 10 — des fragments de roches étrangères, sédimentaires ou métamorphiques, métamorphisés et plus ou moins feldspathisés par le granite (Auguste Michel-Lévy, 1893) et ayant pris, de ce fait, l'aspect de roches éruptives ;
- 11 — des fragments de roches étrangères soumis aux phénomènes de désilication et de basification avant-coureurs de la granitisation (D. Reynolds, 1946).

Quant aux *enclaves surmicacées*, ce seraient soit les produits de transformation d'enclaves étrangères, sédimentaires ou éruptives, éventuellement passées par un état d'anatexie, soit des accumulations de micas dues à des processus purement magmatiques, ou bien des « reins d'accumulation ».

IV

IDÉE DIRECTRICE ET MÉTHODE DE TRAVAIL

Le rapide exposé bibliographique des pages précédentes permet de se rendre compte de la diversité des opinions émises au sujet des enclaves des roches granitiques.

Beaucoup d'auteurs ont pressenti l'importance de leur étude et n'ont pas négligé de les décrire toutes les fois qu'ils ont eu l'occasion d'en rencontrer.

Pourtant il nous a semblé qu'il manquait encore une étude comparée des enclaves

de massifs granitiques variés, qui chercherait à définir les relations éventuelles entre la nature des enclaves et celle du granite, et en particulier avec ses conditions de gisement.

Il est en effet possible que la diversité des opinions exprimées tienne pour une bonne part à la diversité des relations entre le granite et ses enclaves. Dès le départ, l'hypothèse d'un comportement unique paraît en effet bien suspecte.

La question est très vaste, aussi ne m'occuperai-je ici que des enclaves des roches granitiques, ce terme étant pris au sens large pour désigner, comme d'ordinaire, l'ensemble des vrais granites et des granodiorites.

D'autre part il ne sera question que d'un petit nombre de granites du Massif Central français, de gisements variés bien connus et affleurant bien.

Parmi ceux-ci, certains (Sidobre, Aigoual et Saint-Guiral-Liron, Mayet-de-Montagne) se présentent en gisements circonscrits. Ils recoupent à l'emporte-pièce des terrains peu métamorphiques (micaschistes) ou même des strates sédimentaires.

Le massif de Pouzol-Servant se rattache aussi à cette catégorie, mais il est constitué par un microgranite porphyrique.

Le massif du Velay, encore appelé massif des Cévennes, est caractérisé au contraire par des bords diffus. Il est entouré par une importante auréole de migmatites. La plupart des auteurs le considèrent comme un bon exemple de granite d'anatexie.

Les enclaves des massifs étudiés ne représentent certainement pas tous les cas réalisés, cependant des vérifications effectuées en d'autres régions (M. Arnould, 1961 en Côte d'Ivoire, J. Didier, 1958 au Hoggar) montrent que les types d'enclaves trouvés dans le Massif Central français s'observent aisément en dehors de ce territoire.

Dans chaque massif j'ai essayé de récolter tous les types d'enclaves. Il est possible, bien entendu, que cet objectif n'ait été atteint qu'imparfaitement et que des types rares m'aient échappés.

Chaque récolte d'enclave a été complétée par celle d'un échantillon de granite prélevé au voisinage, si possible à une distance d'environ un mètre. Les comparaisons pétrographiques ou chimiques de cet ouvrage correspondent le plus souvent à des couples granite-enclave.

Les points de récoltes ont été notés avec soin afin d'étudier sur la carte la répartition des enclaves à l'intérieur de chaque massif. Parfois la présence d'îlots granitiques contenant des enclaves d'un type particulier m'a conduit à reprendre l'étude sur le terrain avec plus de détails et, éventuellement, à individualiser des massifs différents, contigus et jusqu'ici confondus (massifs intrusifs dans le granite migmatitique du Velay).

Enfin de vastes affleurements riches en enclaves, ont donné lieu à une estimation du pourcentage volumétrique de ces dernières.

L'étude des enclaves au laboratoire a été centrée sur les points suivants :

- étude pétrographique des lames minces de tous les échantillons de granite et d'enclaves ;
- étude aux Rayons X des feldspaths potassiques avec détermination du pourcentage de triclinisme par la méthode de J.R. Goldsmith et F. Laves (1954). J'ai été grandement aidé dans ce travail par Madame J. Mergoil ;
- analyse modale au compteur de points des granites et de la plupart de leurs enclaves de roches éruptives ;
- analyse chimique de tous les échantillons jugés intéressants. La préparation des poudres a été faite à partir de quantités importantes de roches. Pour les granites on est parti de 2 à 5 kg de roche en général. Pour les enclaves microgrenues, dont la taille n'est généralement pas très grande, il a fallu souvent se contenter de 1 kg de roche, ou parfois même de quelques centaines de grammes. La plupart des analyses ont été effectuées par Madame E. Gamot-Ciceri dans le cadre d'un contrat de recherche

passé avec le Commissariat à l'Energie Atomique, Mesdemoiselles J. Orliac et S. Pignide ont également effectué un certain nombre d'analyses chimiques ;

- étude spectrographique de quelques oligo-éléments dans tous les échantillons analysés chimiquement. Les dosages suivants ont été effectués : Pb, Sn, Ag, Cu, Ni, Cr, Mo. On a utilisé à la fois un standard interne et un étalon externe. Les mesures les plus anciennes ont été effectuées par élément isolé, les plus récentes par la méthode des éléments groupés. Madame C. Jamond est l'auteur de la grande majorité de ces analyses spectrographiques, Mlle M.I. Lendaro et Mlle F. Gouvernaire s'y sont consacrées temporairement ;
- dosage de l'uranium par la méthode fluorimétrique. Ce travail a été fait par Madame E. Gamot-Ciceri à l'aide d'un fluorimètre Caratom.

De plus Messieurs S. Dürr (1959), J. Faure (1962), J. Joo (1960), F. Lauzac (1960), A. Razafiniparany (1960) et A. Tegzey (1960) ont effectué sous la direction de M. Roques l'étude des enclaves d'un certain nombre de massifs granitiques. Si mes premiers travaux sur les enclaves ont pu servir de point de départ à ces chercheurs, leurs études personnelles m'ont, en retour, apporté des résultats intéressants.

V

CONVENTIONS CONCERNANT LA NOMENCLATURE

Les pages précédentes consacrées à la bibliographie nous ont montré combien étaient variés les termes destinés à désigner des enclaves.

L'inconvénient de la plupart d'entre eux est qu'ils comportent une signification génétique. Il en est ainsi, et beaucoup d'auteurs le déplorent, de la plus grande partie du vocabulaire concernant le granite. Ces termes sont donc d'emploi délicat sur le terrain, puisqu'il est bien difficile, de prime abord, de connaître l'origine d'une enclave.

Dans ces conditions j'ai essayé de désigner les enclaves par des termes simples en rapport avec leur aspect extérieur. On trouve donc dans cet ouvrage des termes comme :

- enclave de cornéenne,
- enclave de schiste cristallin ou même, avec plus de précision, enclave d'amphibolite, enclave de gneiss, etc.,
- enclave de roche éruptive,

qui n'ont pas besoin d'être expliqués.

Le terme «enclave surmicacée», emprunté à Lacroix, désigne des enclaves très sombres, souvent lenticulaires et composées pour plus de moitié par de la biotite.

Enclave microgrenue s'applique à des enclaves à allure de roches éruptives, souvent sombres, parfois strictement microgrenues ou parfois à grain fin, courantes dans les granites intrusifs.

J'espère ainsi que le lecteur qui voudrait retrouver sur le terrain les types d'enclaves que j'ai décrits pourra le faire sans trop de difficulté.

Si une terminologie génétique des enclaves ne paraît pas souhaitable, il n'en reste pas moins qu'il faut s'efforcer de retrouver leur origine. F.F. Grout (1937) a montré que c'était là le problème essentiel et qu'il fallait s'efforcer de répondre aux questions suivantes :

- 1 — L'enclave est-elle d'origine sédimentaire ou éruptive ?
- 2 — Si elle est constituée par une roche éruptive, l'enclave provient-elle de l'extérieur ou est-elle congénère de son entourage ?
- 3 — Si elle est congénère de la roche éruptive encaissante, l'enclave est-elle un fragment d'un faciès précoce, ou est-elle le produit d'une ségrégation ?

Ces questions n'envisagent pas toutes les possibilités d'origine, mais elles permettent de serrer le problème de très près. Il importe donc de les garder présentes à l'esprit au cours de cette étude et d'essayer d'y répondre.

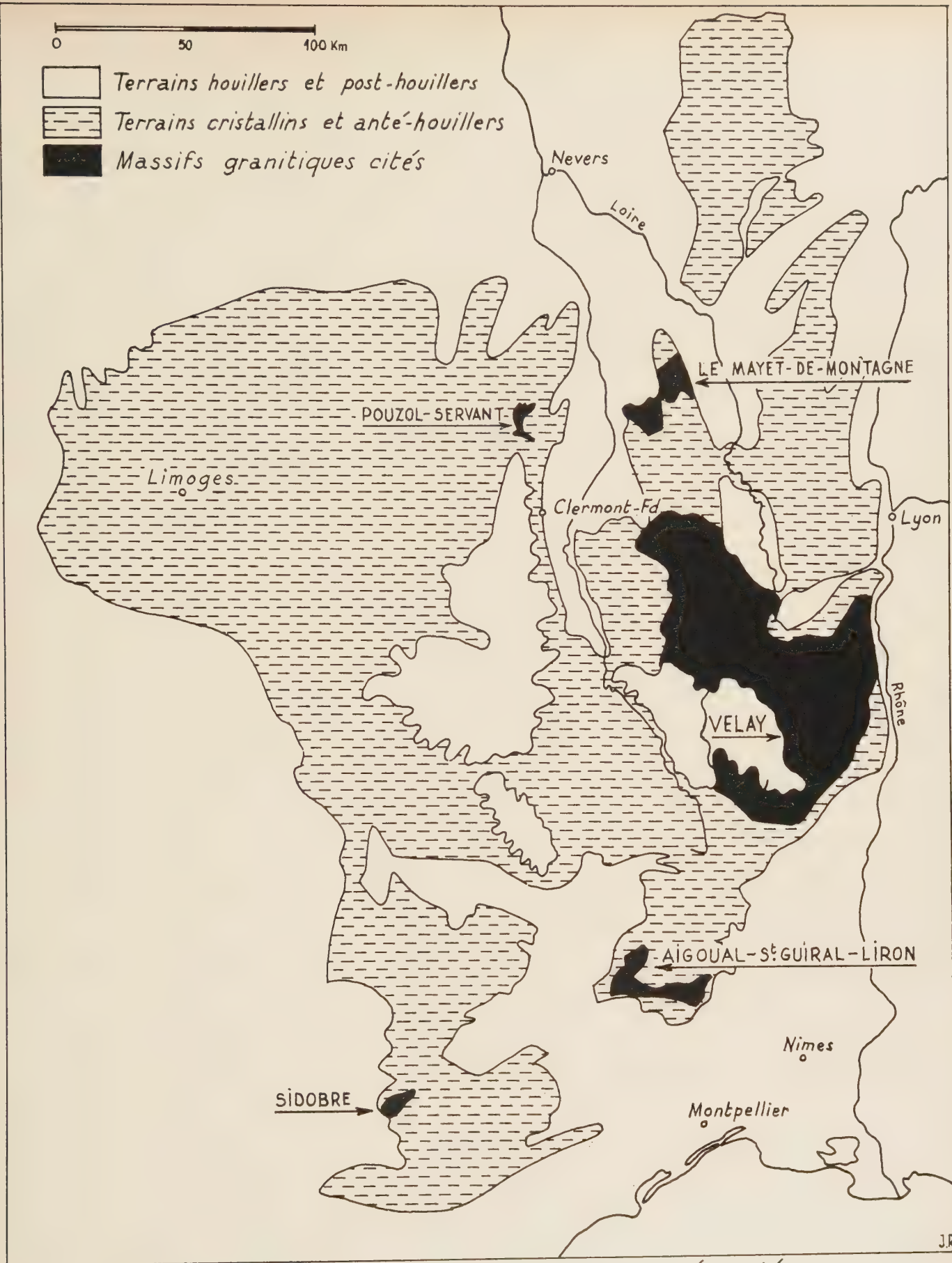
Pour désigner les roches éruptives, j'ai adopté la classification minéralogique quantitative de J. Jung et R. Brousse (1959), dont l'emploi est très commode.

On trouvera d'ailleurs dans les tableaux d'analyses chimiques les valeurs des paramètres de C.I.P.W. — Lacroix, qui permettront à ceux qui le désirent de retrouver facilement le nom des roches dans la classification chimico-minéralogique de Lacroix. Les mêmes tableaux donnent les valeurs des paramètres de Niggli.

La dénomination des enclaves de roches métamorphiques a été faite dans le même esprit minéralogique. J'ai fait un large usage de la notion de « Mineral Facies », due à P. Eskola (1921), dont l'emploi a été rendu plus aisé par W.S. Fyfe, F.J. Turner et J. Verhoogen (1958), qui ont dissocié les faciès du métamorphisme de contact de ceux du métamorphisme régional. Dans certains cas, à l'intérieur d'un faciès donné (Cornéenne à Pyroxène), j'ai utilisé les classes de V.M. Goldschmidt (1911) et celles de C.E. Tilley (1924).

Les analyses ont été présentées de deux façons : en pourcentages d'oxydes comme le veut la tradition, et aussi en pourcentages ioniques suivant la méthode imaginée par P. Lapadu-Hargues (1953) et P. Eskola (1954), qui rend les comparaisons plus faciles.

Tous les échantillons ayant fait l'objet d'une analyse modale, chimique ou spectrographique, ont été repérés avec le plus de précision possible. On trouvera toujours, au minimum, la commune dont ils proviennent et les coordonnées Lambert du point de prélèvement.



POSITION DES MASSIFS GRANITQUES ÉTUDIÉS
DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS.

FIGURE 1

PREMIÈRE PARTIE

LES ENCLAVES
DES GRANITES CIRCONSCRITS

CHAPITRE PREMIER

LES ENCLAVES DU GRANITE DU SIDOBRE

I. — GÉNÉRALITÉS

1. — SITUATION GÉOGRAPHIQUE DU SIDOBRE.

Le massif granitique (*) du Sidobre est situé dans la partie SW du Massif Central français, dans le département du Tarn. Il est représenté sur la feuille de Castres de la carte géologique de la France au 1/80 000^e.

Très connu des géographes, le Sidobre constitue pour eux une petite région naturelle, au nord de la Montagne Noire proprement dite. Les géologues donnant le nom de Montagne Noire à une région plus vaste, considèrent que le Sidobre en fait encore partie.

Ce massif a une forme elliptique ; il mesure 16 kilomètres de long suivant le grand axe de l'ellipse orienté NE-SW, et 7 kilomètres de large (fig. 2).

Culminant aux alentours de 700 m, le Sidobre constitue un relief important au milieu des formations plus molles, principalement schisteuses, qui l'entourent. Il est traversé au Nord par la vallée de l'Agout, affluent de rive gauche du Tarn. En bordure NW du massif se trouve le confluent de l'Agout et du Gijou. Les vallées sont encaissées, elles déterminent de bons affleurements.

Le Sidobre est célèbre pour ses magnifiques boules de granite, qui atteignent des dimensions considérables (5 à 10 m). Certaines sont isolées sur des croupes, elles affectent parfois des formes curieuses (Roc de l'Oie), et peuvent aussi reposer en équilibre précaire (Peyro-Clabado). D'autres, accumulées en grand nombre dans des thalwegs, constituent de très pittoresques chaos rocheux qui ont reçu le nom local de « compayrés ». Les ruisseaux disparaissent dans ces chaos et circulent en profondeur sous les accumulations de blocs.

Les géographes pensent que les boules de granite du Sidobre représentent le produit de conditions climatiques différentes de celles que nous connaissons aujourd'hui.

Selon de Martonne (1942), la taille considérable des blocs suppose qu'en une période chaude le granite a été altéré profondément. Le dégagement des blocs de l'arène qui les entourait est imputé (de Martonne, 1942, Derruau, 1958) à un lessivage brutal de ces arènes dans des conditions périglaciaires.

(*) Le Sidobre est constitué de façon précise par une granodiorite. Les termes : granite et granitique sont pris ici au sens large.

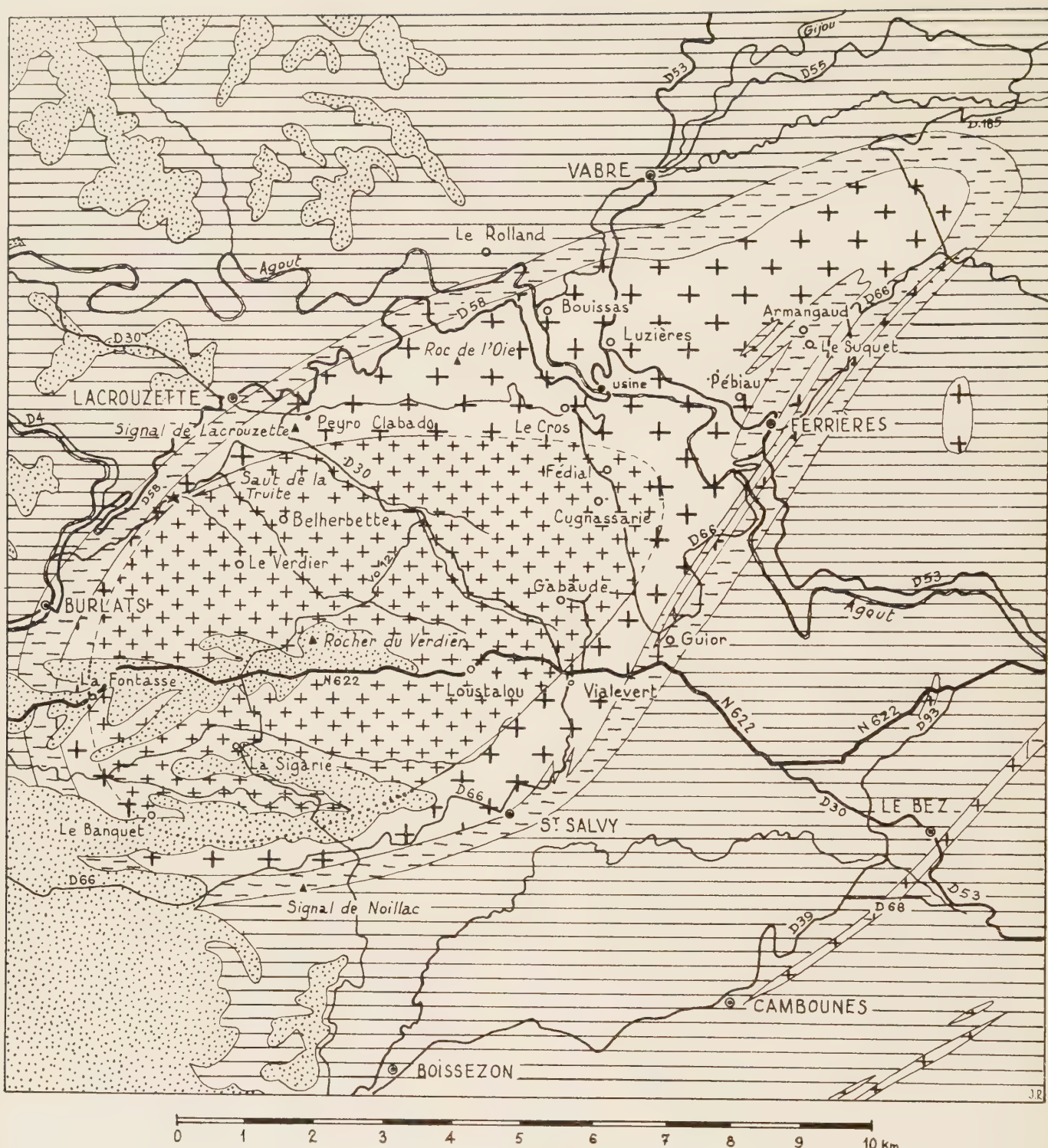


FIG. 2. — CARTE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DU MASSIF DU SIDOBRE.

Le granite est la principale richesse du Sidobre. Ses reliefs ont permis un aménagement hydroélectrique important. Les formes curieuses des boules granitiques, et les pittoresques chaos attirent de nombreux touristes.

De très nombreux carrières sont installées autour des localités de Lacrouzette, Saint-Salvy-de-la-Balme, La Fontasse et Guior. L'exploitation se fait surtout aux dépens des boules, plus rarement en carrière. Le granite le plus sombre, appelé « granite bleu », est destiné aux monuments funéraires, il atteint des prix élevés (de l'ordre de 400 F le m³ en blocs équarris), le granite plus clair sert surtout à la fabrication de bordures de trottoirs.

2. — HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES CONCERNANT LE SIDOBRE.

La nature granitique du massif du Sidobre fut reconnue pour la première fois par Dufrenoy et Elie de Beaumont (1841).

C'est J. Bergeron, 1889, qui découvrit le métamorphisme de contact exercé par le granite sur ses formations encaissantes.

Albert Michel-Lévy (1931) confirma ces observations et précisa (1939) la composition chimique et minéralogique du granite. Il rapprocha le granite du Sidobre de celui de l'Aigoual, hereynien comme lui, et les opposa tous deux au massif du Mendic, dont il avait montré l'âge précambrien.

E. Ramière de Fortanier (1931) précisa l'extension des argiles éocènes sur le massif du Sidobre et sur les formations anciennes qui l'environnent.

On doit à M. Thorat (1935) l'analyse détaillée de la série stratigraphique régionale.

L. Mengaud (1940) montra que, par endroits, le granite plonge périclinalement sous les formations encaissantes.

M. Roques (1941) s'attacha surtout à la description des formations du métamorphisme régional de la Montagne Noire, mais donna également une description pétrographique du granite du Sidobre.

B. Gèze (1949), fut le premier à distinguer les principaux faciès du granite. On lui doit aussi une étude détaillée de la tectonique de toute la région.

J. Thiébaud et H. Escande (1949, 1950, 1951 et 1953), ont fourni des renseignements très intéressants sur différents contacts du granite et des formations encaissantes. On sait, grâce à eux, que sur la bordure orientale du massif (Saint-Salvy et Ferrières) le contact avec les cornéennes se fait souvent par l'intermédiaire d'une couche de pegmatite dont l'épaisseur n'excède pas deux mètres. A l'Ouest le contact de Bouïssas près de Vabre, dans la vallée du Gijou est devenu célèbre. Entre le granite franc et les cornéennes normales existe une « zone de passage » épaisse de 2 mètres environ, où s'associent des cornéennes métasomatiques à muscovite et tourmaline, et une roche intermédiaire entre celles-ci et le granite, dans laquelle on voit se développer tous les constituants du granite normal.

J. Thiébaud et H. Escande ont étudié en détail les modifications chimiques que suppose l'existence de cette zone de passage. Ils se sont ralliés à la théorie de Doris Reynolds. A la suite de ce travail, beaucoup de pétrographes français virent un nouvel argument en faveur de l'origine métasomatique des granites, bien que Thiébaud et Escande se soient contentés d'expliquer par des actions métasomatiques l'existence d'une zone de passage et non la genèse du massif entier.

Le massif du Sidobre a fait l'objet d'importants travaux de géochronologie. La moyenne de 53 mesures d'âges, toutes cohérentes, effectuées par Y. Vialette (1962) par la méthode au strontium, est de : 290 ± 6 Millions d'années. On peut comparer ce résultat à ceux qu'ont fourni d'autres roches repérées par des méthodes stratigraphiques :

- Tufs du Viséen supérieur (Auvergne et Bourbonnais) : 328 ± 3 M. A., selon M. Bonhomme, J. Philibert, M. Roques et Y. Vialette (1961).
- Rhyolites de la base du Stéphanien supérieur (Brassac, P.-de-D.) 288 ± 8 M. A., selon M. Bonhomme, M. Roques et Y. Vialette (1961).
- Granite de Castro-Daire (Portugal) qui métamorphise le Stéphanien et se retrouve en galets dans l'Autunien : 282 ± 7 M. A., selon M. Bonhomme, F. Mendès et Y. Vialette (1961).
- Ceci conduit à admettre l'âge stéphanien inférieur du granite du Sidobre.

3. — SITUATION GÉOLOGIQUE DU MASSIF DU SIDOBRE.

On peut résumer comme suit les connaissances sur la géologie de cette région :

Le massif granitique du Sidobre est une intrusion de forme elliptique dans les terrains plissés du versant nord de la Montagne Noire.

Les formations encaissantes sont constituées principalement par des schistes et des grès, accessoirement par quelques niveaux calcaires ou dolomitiques. Ces roches sont très peu métamorphiques ; elles sont placées à la limite de la Zone Non Métamorphique et de la Zone des Micaschistes Supérieurs.

Les formations voisines du Sidobre représenteraient principalement du Cambrien et accessoirement un peu d'Antécambrien. Il n'y aurait pas de discontinuité entre les deux systèmes. Cette attribution stratigraphique est basée simplement sur une similitude lithologique avec des séries observées en d'autres parties de la Montagne Noire, car on ne connaît pas de gisement fossilifère au voisinage du Sidobre.

La série sédimentaire est fortement plissée, elle est d'autre part découpée en une série d'écaillés qui se chevauchent mutuellement en direction du NW. Cette disposition a été acquise lors du plissement hercynien.

Le massif du Sidobre recoupe la série plissée. Il est donc postérieur aux phases principales de l'orogénie hercynienne. Cependant, de forme elliptique, il s'allonge parallèlement à l'axe de la Montagne Noire. Ce dernier caractère a des répercussions sur le débit du granite. A l'exception de ce système de joints, et de la présence près des contacts de rares schlieren micacées sur lesquels nous reviendrons, le granite ne présente aucune orientation bien visible.

Le granite du Sidobre et ses terrains encaissants sont recouverts en discordance par des sables et argiles à graviers d'âge éocène inférieur. Ce recouvrement est surtout important à l'extrémité sud du massif.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU GRANITE DU SIDOBRE ET DE SES ENCLAVES

1. — LE GRANITE DU SIDOBRE.

L'existence de deux principaux faciès du granite est un phénomène bien connu des carriers. Les géologues, par contre, ne semblent pas avoir prêté grande attention à ce fait. B. Gèze (1949) a délimité sur une carte schématique une zone centrale à grain moyen et homogène et une zone périphérique dans laquelle le granite est légèrement porphyroïde.

En réalité le caractère porphyroïde du granite du Sidobre ne semble jamais très net, ni susceptible de servir de base à une discrimination des faciès ; il vaut mieux distinguer,

avec les carriers, une zone centrale de « granite bleu » où la roche est de teinte assez foncée et une zone périphérique de granite clair.

Le granite bleu.

Cette première variété affleure donc au centre du massif. C'est elle que l'on exploite pour la construction de monuments à Sept-Faux, au Bousquet, à Cambèges et surtout à la Sigarrié.

La figure 2 montre l'emplacement de ce faciès, il est délimité d'une façon satisfaisante au niveau de Saint-Salvy et de Lacrouzette, avec beaucoup moins de précision en raison de la rareté des affleurements dans les secteurs de la Fontasse au S-E et de Fédial-Cugnassarie au N-E.

C'est une roche de couleur assez sombre, à grain moyen plutôt fin, parfois légèrement porphyroïde ; sa structure est du type grenu à plagioclases automorphes. La composition minéralogique est la suivante (pourcentages volumétriques correspondant à un échantillon prélevé dans une exploitation, sur la route La Sigarrié-Saint-Salvy, à 300 m à l'W de Cazals) :

— Quartz xénomorphe, en petite sections rassemblées en grains composites.....	39 %
— Microcline finement veiné d'albite, mâclé Carlsbad ou quadrillé, avec inclusions de petites baguettes de plagioclases et de paillettes de biotite. L'étude aux Rayons X d'un peu de ce feldspath extrait du granite a montré qu'il s'agit d'une microcline ayant un pourcentage de triclinisme P égal à 31.....	12 %
— Plagioclase automorphe, souvent zoné et en partie séricitisé (limite oligoclase-andésine)	39 %
— Biotite (*) dispersée, en partie chloritisée.....	10 %

On note la présence, en outre, d'un peu de myrmékite, surtout dans les plagioclases englobés dans le microcline, et très accessoirement de muscovite, d'apatite, de zircon et de calcite.

La composition minéralogique de cette roche nous montre qu'il ne s'agit pas d'un vrai granite mais en réalité d'une granodiorite (classification de Jung et Brousse).

Le granite clair.

C'est une roche presque blanche, à grain un peu plus grossier que celui du granite bleu, parfois légèrement porphyroïde. La structure est du type grenu à plagioclases automorphes.

L'examen microscopique révèle la composition suivante (analyse modale d'un échantillon prélevé dans une exploitation en bordure de la route D 66, 800 mètres au N-W du Signal de Noillac) :

— Quartz en petites sections xénomorphes rassemblées en gros grains composites .	36 %
— Microcline xénomorphe et poëcilitique, avec quelques petites taches d'albite ...	23 %
— Plagioclase automorphe (oligoclase basique) souvent zoné, en partie séricitisé, ceci surtout dans les cristaux inclus dans le microcline.....	34 %
— Biotite dispersée, en partie chloritisée.	6 %
— Quelques petites paillettes de muscovite.....	0,5 %
— Des quantités très faibles de zircon, d'apatite, de calcite et de minerais.	

Dans la classification de Jung et Brousse il s'agit encore d'une granodiorite, mais à la limite des granites monzonitiques.

(*) Voir la composition chimique de la biotite dans le tableau des analyses.

Les énumérations précédentes résumées dans le tableau suivant, montrent que la différence entre granite bleu et granite clair n'est pas une vue de l'esprit. Certes les échantillons choisis l'ont été pour leurs caractères particulièrement tranchés, et il se peut que d'autres échantillons puissent donner des compositions intermédiaires. Néanmoins la différenciation des deux types paraît solide, et nous verrons d'ailleurs qu'elle est basée sur d'autres caractères.

	COMPOSITIONS	
	Granite bleu	Granite clair
Quartz.....	39 %	36 %
Microcline	12 %	23 %
Plagioclase.	39 %	34 %
Biotite.....	10 %	6 %
Muscovite.	Tr.	0,5 %

	INDICES DE JUNG ET BROUSSE	
	Granite bleu	Granite clair
Saturation	43	39
Coloration.....	10	7
Feldspathique	24	40

Rapports des deux faciès.

Le granite du Sidobre affleurant principalement sous forme de boules, il est difficile de voir quels sont les rapports entre ses deux faciès. On peut cependant y parvenir en étudiant en détail les exploitations situées sur leur zone de contact.

- On peut observer des contacts entre le granite clair et le granite bleu en trois endroits :
- A 500 m au N-W de Guior-Haut, au-dessus du chemin allant à Cugnassarie, Fédial et Le Cros, on observe de grandes enclaves (2 à 3 m) d'un granite bleu au sein du granite clair bien typique. Ces enclaves ont toutefois un grain plus fin que le faciès bleu normal du centre du massif, et elles sont riches en enclaves surmicacées.
 - Dans la forêt, à 500 m au sud du Signal de Lacrouzette, on observe de même une grosse boule, fendue par le milieu, constituée au centre par un granite bleu à grain fin, riche en enclaves surmicacées, entouré par un granite clair de type normal. Le contact entre les deux granites est tantôt net, tantôt diffus.
 - A 1 km au sud de Lacrouzette, au lieu-dit Le Verdier, sur la route de Belherbette, on observe dans une petite carrière à l'E de la route, un très beau contact granite bleu-granite clair. Les deux roches se trouvent là sous leur aspect le plus typique et le granite clair présente une différenciation leucocrate au contact du granite bleu.

Des observations précédentes on peut conclure que le granite clair représente vraisemblablement un faciès un peu plus tardif que le granite bleu.

Il n'y a certainement pas une grande différence d'âge, les mesures d'âge absolu (Y. Viallette, 1962) n'en décèlent pas, mais il semble que le granite clair ait achevé sa cristallisation alors que le granite bleu était déjà totalement cristallisé.

Faciès particuliers.

Il faut citer enfin l'existence de quelques faciès particuliers, d'importance très réduite.

Ce sont d'abord les pegmatites de bordure observées localement, au contact des cornéennes de la bordure S-E par J. Thiébaud et H. Escande (1950 et 1953). De faible développement, ces roches ont été parfaitement décrites.

Citons ensuite les faciès microgrenus de bordure observés par les mêmes auteurs en différents points et notamment au Saut de la Truite. Il s'agit effectivement de microgranites alcalins riches en micropegmatite, mais dont l'importance sur le terrain est très réduite (quelques décimètres au plus).

Insistons surtout enfin sur un faciès alcalin et à tendance microgrenue, développé au contact des calcaires cristallins à silicates calciques du Cambrien métamorphique de Ferrières et Armengaud.

Ce faciès particulier présente de réelles analogies avec les faciès de bordure du massif du Saint-Guiral au contact de calcaires analogues (Aumessas, Arrigas, Mandagout, département du Gard).

2. — LES ENCLAVES MICROGRENUES DU GRANITE DU SIDOBRE.

La présence d'enclaves sombres microgrenues ou à grain fin dans le granite du Sidobre est bien connue des carriers qui les appellent des « crapauds » et qui les considèrent comme des défauts du granite, lui enlevant beaucoup de sa valeur commerciale.

J. Thiébaud et H. Escande (1953) furent les premiers géologues à signaler la présence de ces accidents pétrographiques qu'ils baptisèrent « enclaves mélanocrates ». Ils en donnèrent une description pétrographique succincte et soulignèrent que certaines d'entr'elles étaient manifestement granitisées.

Les enclaves de ce type sont très courantes dans le massif du Sidobre, en raison de leur teinte sombre elles ne passent pas inaperçues ; elles sont notablement plus fréquentes que les enclaves de cornéennes que nous verrons ultérieurement. Les plus beaux gisements d'enclaves sont situés dans la partie centrale du massif où affleure le granite bleu. Citons simplement les exploitations situées en bordure de la route V.O. 12 à 1 km au S-E de la Sigarrié et d'autre part les exploitations situées sur la route D. 30 au N-W du Rocher du Verdier et au N du même sommet près du lieu-dit Carauce.

Ces enclaves sont plus rares, et en tous cas plus petites, à la périphérie du massif dans la zone occupée par le granite clair.

Il ne paraît pas possible d'obtenir une idée précise de la proportion volumétrique de ces enclaves dans le granite. En effet, alors que les blocs qui en sont dépourvus sont exploités et emportés, ceux qui en contiennent de grandes quantités sont abandonnés sur les chantiers, faussant donc toute évaluation quantitative. Toutefois on peut admettre, dans les secteurs les plus riches en enclaves, des pourcentages comparables à ceux que j'ai pu obtenir par des mesures précises dans le granite de Djanet (Tassili N'Ajjer) c'est-à-dire 0,5 à 1 % du volume du granite.

La taille des enclaves est assez variable. Dans le faciès clair périphérique elles ont, en général, de quelques centimètres à 30 centimètres. Dans le faciès bleu central les tailles observées sont plus grandes : 10 à 50 centimètres en moyenne, mais certaines atteignent 3 mètres de long.

Les enclaves microgrenues ont presque toujours une forme ovoïde qui les oppose très nettement à la forme anguleuse des enclaves de cornéennes et à la forme lenticulaire des enclaves surmicacées.

Le contact granite-enclave est en général très net. Il est même parfois souligné, côté granite, par une frange leucocrate, riche en quartz et en microcline. Il arrive pourtant assez souvent, comme l'ont signalé J. Thiébaud et H. Escande (1953), que le contact soit flou et que l'on ait l'impression d'une granitisation de l'enclave avec développement de cristaux granitiques en traînées diffuses.

Ce phénomène est particulièrement bien visible sur de grandes enclaves des deux gisements cités plus haut (voir photos 1 et 2 de la planche I). Les petites enclaves ont en général un contour bien net.

Localement on peut observer que les filons aplitiques ou pegmatitiques tardifs recoupent les enclaves microgrenues, parfois les deux moitiés sont légèrement décalées l'une par rapport à l'autre.

Je n'ai jamais observé dans le Sidobre d'enclave microgrenue contenant elle-même une enclave de cornéenne, comme cela s'est produit dans d'autres massifs. Tout au plus trouve-t-on, localement, de petites loupes surmicacées dans des enclaves microgrenues. A 1 km au N-E de Saint-Salvy, sur la route de Vialevert, une enclave microgrenue de 15 cm et une enclave de cornéenne de 10 cm environ n'étaient séparées que par une mince frange de granite, épaisse tout au plus de 2 mm.

Les enclaves microgrenues du Sidobre sont d'un type très constant. Leur teinte est gris foncé, leur grain est fin, mais les cristaux sont tantôt encore visibles à l'œil nu, tantôt plus petits et seulement distincts au microscope. La roche qui les constitue ne présente aucune orientation. Au microscope on note une structure du type doléritique (*) (photo 1, planche II) liée à la grande abondance de petites baguettes de plagioclases, et de paillettes de biotite. Les interstices sont occupés par du quartz xénomorphe qui tend à ronger les autres constituants.

La composition minéralogique est la suivante :

- quartz xénomorphe en petits cristaux qui moulent ou rongent les autres minéraux ;
- andésine en petites baguettes zonées, à cœur séricitisé ;
- biotite en partie chloritisée ;
- quelques zircons en inclusions dans les biotites ;
- apatite en très petits cristaux aciculaires dans le quartz.

(*) **Doléritique** doit être pris dans un sens uniquement structural, en faisant abstraction de toute idée de composition.

J. Jung (Précis de Pétrographie : 1958) a donné une bonne définition :

« ...les plagioclases forment de grans cristaux rectangulaires visibles à l'œil nu ou à la loupe et dont les sections se présentent à la manière de **lattes** appuyées les unes contre les autres. Les intervalles sont remplis par une mésostase quelconque. »

On sait qu'il existe deux variétés de structures doléritiques, appelées respectivement ophitique et poecilitique.

Un autre terme pourrait éventuellement convenir à la désignation de nos structures, c'est **bostonitique**, il correspond (J. Jung et R. Brousse, 1959) à une « structure à feldspaths en lattes plus ou moins régulières, parallèles ou divergentes ». Il présente aussi ses inconvénients :

- il rappellera les bostonites, sortes de pulaskites aplitiques,
- il n'est pratiquement pas connu en France,
- il ne couvrira pas toutes les structures des enclaves microgrenues, dont certaines sont poecilitiques.

Il vaut donc mieux garder le terme de doléritique, en notant au passage que E. Tröger (1935) prend partie pour cette utilisation en disant : « Dolerit : Name besser zu meiden, da nur Strukturbegriff ; richtiger als Adjektiv : doleritisch », et en remarquant qu'une utilisation analogue du terme aplitique pour désigner des structures de roches non granitiques a été légitimée par de nombreux auteurs (ex. : J. Jung et R. Brousse — 1959 — : Beerbachite : Gabbro méso-crate. Structure aplitique...).

Voici d'ailleurs les résultats d'une série d'analyses modales effectuées, au compteur de points, sur 6 enclaves microgrenues du Sidobre, et les indices de Jung et Brousse correspondants :

ENCLAVES MICROGRENUES

PROVENANCE	A 2 km 5 de Ferrières sur D. 53	A 2 km de Ferrières sur D. 53	Entrée de l'usine de Luzières	D. 53 à 200 m du carrefour de la D. 58	D. 30 A. au NW du Rocher du Verdier	V.O. 12 1 km au SE de la Sigarrié
Quartz.....	27	26	30	27	28	26
Microcline	0	1	1	1	Tr.	0
Andésine	49	46	50	50	49	51
Biotite.....	24	27	19	22	23	23
Apatite.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.
Saturation	36	36	37	35	36	34
Coloration.....	24	27	19	22	23	23
Feldspathique ..	0	2	2	2	0	0

Cette série de mesures montre la remarquable constance de composition des enclaves microgrenues du Sidobre.

Les indices de Jung et Brousse permettent de les ranger parmi les microdiorites quartziques.

Quant aux *veines grenues à contour diffus* qui pénètrent dans certaines enclaves, elles sont constituées essentiellement par une association de quartz, andésine et biotite.

Le quartz forme de grandes sections xénomorphes qui contiennent souvent en inclusions de petites baguettes de plagioclase analogues à celles des enclaves microgrenues.

L'andésine constitue des cristaux automorphes parfois zonés.

La biotite, en grandes paillettes, est plus abondante que dans le granite environnant mais moins abondante que dans les enclaves microgrenues.

Dans les interstices entre les minéraux précédents, on note la présence d'une très faible quantité de microcline en toutes petites sections xénomorphes.

La composition précédente est donc celle d'une diorite quartzique.

Une frange leucocrate, bien visible sur les photos 1 et 2 de la planche I sépare cette diorite quartzique du granite environnant. Elle est constituée presque exclusivement par du microcline et du quartz.

3. — LES ENCLAVES DE CORNÉENNES DU GRANITE DU SIDOBRE.

Les enclaves de cornéennes sont fréquentes à la périphérie du massif, au voisinage du contact. On les trouve en grande quantité dans les petites apophyses du granite qui pénètrent à l'intérieur des terrains métamorphiques.

On peut observer, comme l'ont fait J. Thiébaud et H. Escande, des chapelets d'enclaves de ce type donnant l'impression de fragments d'une même couche disloquée dans le granite en formation.

Ces enclaves deviennent beaucoup plus rares quand on s'éloigne un peu du contact. Elles le sont encore plus au centre du massif, où la plupart des enclaves appartiennent au type microgrenu.

Les caractères des enclaves de cornéennes sont bien tranchés ; elles ont en général une petite taille (quelques décimètres au maximum), une forme anguleuse, et un contact très net avec le granite encaissant. Elles n'ont pas en général de bordure micacée comme en présentent les enclaves de schistes cristallins dans les granites migmatitiques (Velay par exemple). Tous ces caractères qui concernent uniquement leur aspect macroscopique donnent l'impression que ces enclaves n'ont pas subi de phénomènes d'assimilation bien importants.

Je n'ai jamais observé d'enclave d'un type intermédiaire entre les enclaves microgrenues et les enclaves de cornéennes. Les deux types sont parfaitement tranchés.

Au microscope les enclaves de cornéennes sont caractérisées le plus souvent par une structure granoblastique bien typique (photo 2, planche II).

Souvent, comme dans les cornéennes de la périphérie du massif, on distingue un rubanement lié à la superposition de minces couches de composition différente.

Parfois (photo 3, planche II), le grain de la roche étant un peu plus grossier, la structure est d'un type différent. On distingue des sections xénomorphes, plus ou moins engrenées de quartz et de feldspaths, à l'intérieur desquelles les cristaux de biotite de taille beaucoup plus petite constituent de nombreuses et fines inclusions pœcilitiques.

Avant de décrire la composition minéralogique des enclaves de cornéennes, il est bon de dire qu'à la périphérie du massif on trouve dans l'auréole de métamorphisme de contact les roches suivantes :

- des cornéennes de teinte brune à biotite et muscovite,
- des cornéennes également sombres à andalousite et cordiérite,
- plus rarement, des cornéennes de teinte gris verdâtre à amphibole,
- enfin, aux alentours de Ferrières, des calcaires cristallins à trémolite, ou à diopside, ainsi que des dolomies cristallines à forstérite et périclase pseudomorphosée en brucite.

L'étude des assemblages minéralogiques de ces roches permet de conclure qu'elles appartiennent au « Faciès Amphibolite » d'Eskola et, plus précisément, « au sous-faciès Cornéenne à Hornblende » tel qu'il a été défini par Fyfe, Turner et Verhoogen en 1958.

En plusieurs points de la vallée du Gijou des cornéennes à biotite et muscovite sont parcourues, à quelques mètres du massif granitique, par de petites veines granitoïdes, larges de quelques centimètres ou de quelques décimètres, auxquelles elles passent progressivement.

On voit alors apparaître des structures à cloisons typiques, dans lesquelles, entre des lits de cornéenne à biotite et muscovite, apparaissent les lits largement grenus formés par l'association de cristaux xénomorphes de quartz et microcline et de cristaux automorphes de plagioclase.

C'est ce phénomène de granitisation qui a été découvert par J. Thiébaud et H. Escande (1951) et soigneusement décrit.

En d'autres points de la même vallée, on note à proximité du granite, la présence de belles cornéennes rubanées, parsemées de grands cristaux automorphes de muscovite disposés souvent en travers des lits. L'étude microscopique montre qu'une bonne partie de cette muscovite s'est développée aux dépens d'une cordiérite plus ancienne. Anticipant un peu sur l'étude chimique du chapitre suivant, disons tout de suite que ces cornéennes muscovitisées contiennent une quantité de potasse très forte, double de celle des cornéennes normales, et notablement plus élevée que celle du granite lui-même.

On peut donc penser que, localement, une métasomatose potassique effectuée dans les conditions du Faciès Amphibolite a affecté des cornéennes à quartz, plagioclase, biotite et cordiérite et permis la formation de muscovite aux dépens de cordiérite.

Enfin, en un endroit de la vallée du Gijou, j'ai observé à 30 centimètres du granite, une cornéenne à quartz, plagioclase, biotite, microcline et cordiérite, dans laquelle la coexistence des deux derniers minéraux montre que le métamorphisme a atteint les conditions du Faciès Cornéenne à Pyroxène. Il s'agit là d'un phénomène très local, qui ne permet pas de mettre en cause l'appartenance au Faciès Amphibolite, de l'immense majorité des cornéennes du Sidobre.

Ce sont les *cornéennes à biotite et muscovite* que l'on retrouve le plus fréquemment sous forme d'enclaves dans le massif. Ces roches dérivent de sédiments schisto-gréseux. Leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz,
Microcline,
Plagioclase acide,
Muscovite,
Biotite.

On ne note aucune différence entre les cornéennes de ce type enclavées et celles qui se trouvent à l'extérieur du massif.

Les *cornéennes à andalousite et cordiérite* observées dans l'auréole de contact n'ont pas été retrouvées sous forme d'enclaves dans le granite.

Il est possible que cette lacune soit due à un pur hasard des récoltes, les enclaves de cornéennes étant rares, mais il se peut aussi qu'un léger apport de potasse dans les enclaves ait permis le remplacement de la cordiérite et de l'andalousite par des micas.

On n'observe pas d'enclaves de *cornéennes à amphibole*, mais j'ai eu par contre l'occasion de récolter, en bordure de la N. 622, près de Loustalou, une enclave de *cornéenne à diopside*. De structure granoblastique fine, cette enclave présente la composition minéralogique suivante :

Quartz,
Anorthite,
Diopside,
Sphène (peu),
Calcite (peu).

Cet assemblage minéralogique correspond à une roche sédimentaire de la série grésocalcaire.

Il faut citer enfin, la récolte faite dans un chantier de Gabaude, d'une enclave curieuse, qui proviendrait selon les indications de l'exploitant, du lieu-dit « Le Banquet » près de

Saint-Salvy. Ayant 7 cm de diamètre, cette enclave a une couleur verte et elle est cernée d'une mince auréole micacée.

Au microscope on distingue, de l'extérieur vers l'intérieur :

- le granite normal ;
- une couche de 2 mm d'épaisseur, à grain plus fin que le granite formée uniformément par des baguettes de plagioclase, automorphes et zonées (limite Andésine-Labrador) et par des paillettes d'une biotite très brune ;
- une couche de 3 à 6 mm d'épaisseur formée uniquement de séricite remplaçant entièrement un minéral ancien, sans doute un plagioclase ;
- une couche de 3 à 6 mm d'épaisseur formée par une biotite aux teintes brun-pâle ou orangé ;
- un agrégat central, formant l'enclave proprement dite, de fibres de trémolite, avec un peu de quartz et de calcite.

Une telle enclave semble dériver d'une dolomie par une réaction de dédolomitisation analogue à celle décrite par N.L. Bowen (1940).

La présence d'auréoles concentriques autour d'enclaves analogues qui dérivent de calcaires dolomitiques, a été décrite par I.D. Muir (1953) dans la granodiorite de Ballachulish (Ecosse).

4. — *LES ENCLAVES SURMICACÉES DU GRANITE DU SIDOBRE.*

Les enclaves surmicacées sont abondantes dans le massif du Sidobre. On les trouve aussi bien dans le « granite bleu » que dans le « granite clair ». On en trouve également dans certaines enclaves microgrenues. Elles sont surtout fréquentes dans le granite clair dont elles constituent le type d'enclave le plus courant.

En raison de leur petite taille, qui va le plus souvent de 1 à 5 cm, elles frappent peu l'observateur. Les plus grandes proviennent des déblais de la conduite forcée de Luzières (10 cm environ) ou des déblais de la galerie du Saut de la Truite (10 à 15 cm).

Une enclave tout à fait exceptionnelle atteignant 60 cm de longueur et plus de 40 cm de largeur se trouve dans un chantier en bordure de la route V.O. 12 à 1 km au Sud-Est de La Sigarrié (photo 4, planche I).

Leur forme est généralement lenticulaire. D'une teinte sombre elles tranchent nettement sur le granite qui les entoure. Elles se signalent, en outre, sur les affleurements exposés aux intempéries, par une auréole de rouille liée à l'altération de divers minerais ferrugineux qu'elles contiennent en quantité non négligeable. Pour cette raison, elles sont considérées par les carriers comme des défauts rédhibitoires du granite, alors que les enclaves des autres types, tout en étant jugées inesthétiques sont tolérées à la rigueur.

Au microscope, les enclaves surmicacées présentent une structure lépidoblastique, liée à l'abondance de grandes paillettes de biotite orientées à peu près parallèlement les unes aux autres (photo 4, planche II). Dans les parties les plus micacées on trouve des agrégats de minerais. Entre les couches micacées on observe, généralement, un peu de pâte granoblastique, formée par l'association de petits grains xénomorphes, mais réguliers, de quartz et de feldspaths.

Il est difficile d'indiquer une composition minéralogique quantitative pour ces enclaves car elles sont hétérogènes. A titre d'exemple voici les résultats de deux analyses modales effectuées sur des enclaves de ce type grâce au compteur de points.

Enclave surmicacée : déblais de la conduite forcée de Luzières :

Quartz.....	6 %
Plagioclase (An 40).	25 %
Microcline.....	5 %
Biotite.....	61 %
Minéraux opaques	2 %

Enclave surmicacée de grande taille, exploitation en bordure de la route V.O. 12 à 1 km au S-E de La Sigarrié.

Quartz.....	30 %
Plagioclase (An 25).	20 %
Microcline	6 %
Biotite	25 %
Minéraux opaques et graphite	18 %
Allanite et Apatite.....	Traces

Les résultats précédents, donnés à titre indicatif, montrent combien varie la composition de ces enclaves.

L'étude de quelques sections polies d'enclaves surmicacées a permis de préciser la nature des minerais aperçus dans les lames minces. Ce sont : pyrite, pyrrhotine, blende, chalcopyrite et galène.

La pyrite et la pyrrhotine dominent très nettement en quantité.

La chalcopyrite et la blende sont moins abondantes, la galène n'est représentée que par de rares et minuscules mouches.

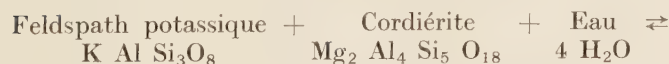
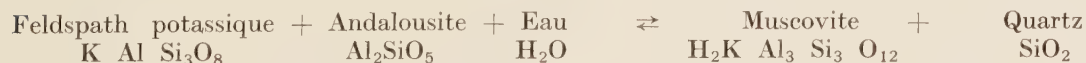
Le quartz et les feldspaths des enclaves surmicacées, et ceux du granite autour d'elles, présentent une coloration brun vert. Au microscope on s'aperçoit qu'ils sont parcourus par un réseau de minces fissures remplies par une matière rougeâtre, à biréfringence élevée, analogue à celle que l'on observe dans les roches malgachitiques (J. Orliac, 1957.)

La grande enclave surmicacée décrite précédemment est entourée d'une auréole de granite malgachitique de 5 centimètres d'épaisseur. Hormis la présence de ces fissures à remplissage coloré, le granite malgachitique de bordure ne se différencie pas du granite normal.

Il est difficile de préciser qu'elle fut l'origine des enclaves surmicacées. En raison de la subsistance entre les feuillet micacés d'un peu de pâte granoblastique, on a tendance à les rapprocher des enclaves de cornéennes dont elles pourraient représenter un cas particulier.

J'ai souligné dans les pages précédentes, l'absence curieuse d'enclaves de cornéenne à andalousite et cordiérite, roches présentes en quantité importante dans l'auréole de contact du massif. On peut se demander si les enclaves surmicacées ne pourraient pas provenir de telles cornéennes.

P. Eskola (1960) a expliqué le remplacement de la cordiérite et de l'andalousite par des micas grâce aux réactions suivantes :



Elles se produiraient à la limite supérieure du Faciès Amphibolite quand des roches alumineuses et potassiques du Faciès Cornéenne à Pyroxène sont ramenées dans des conditions de métamorphisme moins intense.

L'existence d'une réaction analogue, à l'intérieur du Faciès Amphibolite, nous est suggérée par l'étude des cornéennes muscovitisées de la bordure, où elle serait déclenchée par une métasomatose potassique dans des cornéennes alumineuses à quartz, plagioclase, biotite et cordiérite.

Malheureusement il est difficile de soutenir que les enclaves surmicacées proviennent d'une telle transformation, elles ne contiennent jamais de muscovite, leur seul mica est la biotite.

D'autre part la richesse en minerais, souvent associés à du graphite demanderait d'imaginer un type de métasomatose encore plus complexe.

V.M. Goldschmidt (1922) a expliqué la présence de minerais dans des roches de métamorphisme de contact par la réaction de silicates riches en fer et de composés volatils d'origine magmatique, qui pourraient être CS_2 ou COS .

Il faudrait donc, pour que des enclaves surmicacées dérivent de cornéennes à andalousite et cordiérite, une série très complexe de transformations, avec notamment une métasomatose potassique responsable de la richesse en micas et une métasomatose sulfurée donnant naissance aux minerais. Nous verrons que l'étude chimique ne confirme pas ces processus.

Dans ces conditions on est contraint de rechercher ailleurs l'origine des enclaves surmicacées et on pense alors aux remarquables expériences de H.G.F. Winkler et de ses collaborateurs sur le métamorphisme et l'anatexie des roches sédimentaires.

On sait grâce à eux que dans des sédiments argileux, chauffés en présence d'eau et sous une pression de 2 000 atmosphères, cristallisent des minéraux de métamorphisme. Puis à des températures variant avec leur composition chimique, les sédiments métamorphisés subissent une fusion sélective, dite anatectique, qui donne naissance à un liquide granitique et à un résidu cristallin plus calcique et ferromagnésien.

Des paragneiss et des grauwackes subissent une fusion analogue, lorsqu'ils sont traités de la même façon. Ils donnent un liquide granitique et un résidu cristallin principalement composé de biotite.

La température à laquelle débute la fusion n'est pas très élevée, en présence d'eau et sous 2 000 atmosphères. Elle est de 675° pour les paragneiss à plagioclase et biotite et de 725° pour les grauwackes. A 760° les trois quarts du volume de ces roches sont déjà fondus.

Peut-on imaginer une telle origine pour les enclaves surmicacées du Sidobre ? Au premier abord cela ne paraît pas douteux. Les enclaves surmicacées ressemblent passablement aux lits micacés (restites des auteurs allemands) des migmatites, dont l'origine anatectique ne fait guère de doute. D'autre part l'aspect gneissique des enclaves surmicacées, la ségrégation nette des lits quartzo-feldspathiques et des lits micacés viennent confirmer cette impression.

Pour démontrer une telle possibilité il faut bien entendu prouver que la température du magma granitique a été suffisamment élevée pour déterminer une anatexie dans les fragments de roches schisteuses, d'origine étrangère, qu'il a pu accidentellement englober. Car bien sûr, il n'est pas question de voir dans l'ensemble du massif du Sidobre le produit de l'anatexie *sur place* des schistes cristallins.

L'étude des cornéennes de la bordure du Sidobre, nous a montré que, dans leur immense majorité, elles appartiennent au faciès Amphibolite (sous faciès Cornéenne à Hornblende), mais que, très localement, à proximité immédiate du granite, on trouve aussi, en faible quantité, des roches appartenant au Faciès Cornéenne à Pyroxène.

Les travaux expérimentaux de H.G.F. Winkler ont montré que sous 2 000 atmosphères,

les roches de composition argileuse passent du Faciès Amphibolite au Faciès Cornéenne à Pyroxène entre 660° et 760°, suivant leur composition, et que pour des roches plus basiques, de composition gabbroïque par exemple, la température de changement de faciès est bien plus élevée. L'apparition des paragenèses du Faciès Cornéenne à Pyroxène est voisine du début de la fusion anatectique.

Ainsi il n'est pas impossible, en théorie, que des enclaves surmicacées proviennent de fragments de cornéennes englobés dans le granite, et soumis à un phénomène d'anatexie.

Un doute subsistera pourtant à ce sujet, en raison d'une absence totale d'observations microscopiques confirmant l'anatexie et en raison du hiatus existant entre les deux types de roches. D'ailleurs les enclaves surmicacées s'observent souvent en plein cœur du massif, loin des contacts, dans le granite bleu ou dans les enclaves microgrenues. Elles peuvent avoir été apportées par le magma granitique et provenir de zones profondes bien éloignées des cornéennes que nous observons.

III. — ÉTUDE CHIMIQUE DU GRANITE DU SIDOBRE ET DE SES ENCLAVES

Au début de cette étude il est nécessaire de présenter les analyses chimiques effectuées sur les roches du Sidobre.

1. — LISTE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.

Voici, tout d'abord, la liste des échantillons analysés et leurs provenances, suivis des noms des analystes :

Granite « bleu » :

- 881 (*) — Exploitation en bordure de la route D. 30 a, 500 m au NW du Rocher du Verdier ;
Burlats, x = 602,1 , y = 148,5.
Mlle J. Orliac, 1958.
- 1014 — Exploitation en bordure de la route V.O. 12 à 1 km au S de La Sigarrié ; Saint-Salvy-de-la Balme, x = 602,0 , y = 145,9.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- A. — Peyro Clabado.
Mme Rumpf in Michel-Lévy, 1939.

Granite clair :

- 872 — Exploitation en bordure de la D. 66 à 800 m à l'W-NW du Signal de Noillac ;
Saint-Salvy de la Balme, x = 601,5 , y = 144,8.
J. Didier, 1958.
- 1608 — Talus de la route Vabre-Ferrières près de Pébiau ; Ferrières, x = 607,8 , y = 151,8.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1961.

Granite au contact des roches métamorphiques encaissantes :

- 1017 — Granite au contact des calcaires cristallins. Le Suquet ; Ferrières, x = 609,3 ,
y = 152,40.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont-Fd.

- 1028 — Granite en petites bandes dans les cornéennes feldspathisées de la bordure NW du massif; talus de la D. 55 à 1,900 km au SW de Vabre; Vabre, $x = 605,8$, $y = 153,4$.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

Roches filoniennes :

- B. — Microgranite. Pont de la D. 55, Le Rolland.
Mme Trombe in Michel-Lévy, 1939.
- C. — Pegmatite au contact des cornéennes, Ferrières.
Miguel in Thiébaud et Escande.

Enclaves microgrenues :

- 882 — Enclave microgrenue dans granite « bleu ». Même provenance que granite 881.
Mlle J. Orliac, 1958.
- 942 — Enclave microgrenue dans granite « bleu ». Même provenance que granite 1014.
Mlle J. Orliac, 1958.
- 1012 — Veine granitoïde dans enclaves 942.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1609 — Enclave microgrenue dans granite clair, route Vabre-Ferrières près de Pébiau, comme granite 1608.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1961.
- 1605 — Enclave microgrenue dans granite clair sur D. 58 en face du portail de l'usine électrique de Luzières. Ferrières, $x = 606,4$, $y = 151,6$.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1961.

Enclaves surmicacées :

- 907 — Enclave surmicacée et graphiteuse dans granite « bleu », exploitation en bordure de la route V.O. 12, 1 km au sud de La Sigarrié; Saint-Salvy-de-la-Balme, $x = 601,8$, $y = 145,9$.
J. Didier, 1958.
- 1139 — Enclave surmicacée, Belherbette, Laceroulette, $x = 601,6$, $y = 149,8$.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1149 — Enclave surmicacée. Déblais de la conduite forcée de Luzières.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

Cornéennes en bordure du massif :

- 1016 — Cornéenne muscovitisée en bordure du granite sur route D. 55; Vabre, $x = 605,8$, $y = 153,4$.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1021 — Cornéenne rubanée en bordure NW du massif sur route D. 55; Vabre, $x = 605,5$, $y = 153,2$.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1022 — Cornéenne feldspathisée et muscovitisée en bordure NW du massif; sur route D. 55, près du granite 1028.
Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

Biotite :

- 1346 — Biotite du granite « bleu » 800 m au S-E de La Sigarrié sur V.O. 12; Saint-Salvy-de-la-Balme, $x = 601,7$, $y = 146,0$.
P. Lapadu-Hargues, 1960.

2. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES D'OXYDES.*

PARAMÈTRES DE C.I.P.W.LACROIX ET PARAMÈTRES DE NIGGLI.

Types de roches	« Granite bleu »			« Granite clair »		Granites de bordure		Roches filoniennes		Biotite du granite
N° des analyses	881	1014	A	872	1608	1017	1028	B	C	1346
SiO ₂	67,50	69,20	67,57	70,50	69,20	73,90	70,35	71,97	72,00	34,90
Al ₂ O ₃ . . .	16,65	15,55	15,20	15,15	15,80	14,80	15,75	13,63	15,70	19,55
Fe ₂ O ₃	0,30	0,45	3,78	0,30	0,40	0,35	0,25	0,80	} 0,90	4,00
FeO	3,00	2,65	2,26	2,00	2,60	0,80	1,55	1,11		20,10
MgO	1,05	1,35	0,33	0,60	1,30	0,70	1,25	0,15		7,20
CaO	2,65	2,55	1,47	2,15	2,40	0,60	2,05	2,60		0,65
Na ₂ O . . .	3,80	3,30	4,23	3,90	3,55	3,75	4,15	4,16	2,40	1,50
K ₂ O	3,30	3,55	4,72	3,70	3,25	3,85	2,45	4,50	6,30	8,55
TiO ₂	0,30	0,35	0,13	0,20	0,30	0,15	0,30	0,08	n.d.	2,30
P ₂ O ₅ . . .	0,15	0,15	0,02	0,10	0,40	0,15	0,40	0,09	0,10	0,30
MnO . . .	tr.	tr.	n. d.	0,05	0,05	tr.	tr.	n. d.	tr.	0,30
H ₂ O ⁺ . . .	0,70	0,55	0,45	0,65	0,65	0,80	0,80	1,26	} 0,10	1,45
H ₂ O ⁻ . . .	0,20	0,15	0,07	0,25	0,05	0,15	0,15	0,04		0,05
TOTAL . . .	99,60	99,80	100,23	99,55	99,95	100,00	99,45	100,63	100,00	100,85
C.I.P.W.- Lacroix	p . . .	I'	I'	I	I (II)	I	I'	I'	I	
	q . . .	4	'4	4	'4	3 (4)	(3) 4	4	4	
	r . . .	2	2'	2	2	1'	2	(1) 2	2	
	s . . .	(3) 4	3'	3'	3 (4)	3'	4	3	2 (3)	
Niggli	si . .	297	314	293	350	317	423	344	370	378
	al . .	43	42	39	44	42	50	45	41	49
	fm . .	19	21	23	14	21	11	16	9	4
	c . . .	12	13	7	11	12	4	11	14	14
	alc . .	25	25	31	30	25	35	27	35	33
	k . . .	0,36	0,41	0,42	0,38	0,37	0,40	0,28	0,42	0,3
	mg . .	0,17	0,43	0,09	0,31	0,43	0,53	0,55	0,17	0,1

Types de roches	Enclaves microgrenues					Enclaves surmicacées			Cornéennes		
N ^o des analyses	882	942	1012	1605	1609	907	1139	1149	1016	1021	1022
SiO ₂ ..	65,25	63,30	66,00	64,15	69,05	43,20	43,00	43,40	63,50	62,40	66,45
Al ₂ O ₃ ..	17,30	17,65	17,05	17,60	11,25	16,35	21,90	21,40	16,80	17,10	15,80
Fe ₂ O ₃ ..	0,65	0,85	0,50	0,70	1,55	3,50	4,25	0,50	0,80	0,40	1,35
FeO ..	4,30	5,05	3,80	4,57	6,55	10,75	13,05	15,45	5,35	5,10	4,00
MgO ..	2,00	2,00	1,70	1,45	1,05	3,90	5,20	5,00	2,50	2,65	1,75
CaO ..	4,00	3,80	3,05	3,85	2,70	2,30	2,55	2,60	0,80	4,05	1,55
Na ₂ O ..	3,90	4,00	4,40	3,70	3,90	2,25	2,85	2,85	2,50	2,10	4,00
K ₂ O ..	1,60	1,80	1,45	2,30	2,20	4,55	4,85	4,80	5,90	3,20	3,20
TiO ₂ ...	0,40	0,70	0,70	0,50	0,75	1,50	1,80	1,55	0,70	0,80	0,45
P ₂ O ₅ ..	0,15	0,30	0,20	0,30	0,20	0,05	0,15	0,15	0,15	0,20	0,20
MnO ..	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	0,10	0,05	0,10	0,05	0,20	tr.
						C=8,55 S=1,45					
H ₂ O+.	0,55	0,50	0,85	0,80	0,60	0,90	0,50	1,55	0,45	1,40	0,70
H ₂ O—.	0,00	0,10	0,15	0,05	0,05	0,55	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00
TOTAL .	100,15	100,10	99,95	100,20	99,90	99,90	100,15	99,40	99,55	99,65	99,45
C.I.P.W.- Lacroix	p .	(I) II	(I) II	I'	(I) II	II					
	q .	4	4	4	4	(3) 4					
	r .	3	3	2 (3)	3	2					
	s .	4	4	4	4	2					
Niggli	si ..	247	231	268	245	301					
	al ..	39	38	41	40	29					
	fm ..	27	29	25	25	36					
	c... ..	16	15	13	16	13					
	alc.	18	18	21	19	22					
	k ..	0,21	0,23	0,18	0,29	0,27					
	mg	0,42	0,38	0,42	0,33	0,19					

3. — *RÉSULTATS DES ANALYSES PRÉSENTÉS EN POURCENTAGES IONIQUES.*

Type de roches	« Granite bleu »			« Granite clair »	Granite de bordure			Roches filoniennes	
Numéros des analyses	881	1014	A	872	1608	1017	1028	B	C
Si	63,8	65,2	63,4	66,7	65,1	69,4	66,2	67,5	67,5
Al	18,6	17,3	16,8	16,9	17,5	16,5	17,5	15,1	17,3
Fe ⁺³	0,2	0,3	2,7	0,1	0,3	0,2	0,2	0,6	0,7
Fe ⁺²	2,4	2,1	1,8	1,7	2,0	0,6	1,2	0,8	
Mg	1,1	1,9	0,5	1,8	1,8	1,0	1,8	0,2	0,1
Ca	2,7	2,6	1,5	2,1	2,4	0,6	2,1	2,6	2,4
Na	6,9	6,0	7,7	6,3	6,4	6,9	7,6	7,6	4,4
K	4,0	4,2	5,6	4,0	3,8	4,6	2,9	5,4	7,5
Ti	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	n. d.
P	0,2	0,1	tr.	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,1
Mn	tr.	tr.	n. d.	tr.	0,1	tr.	tr.	n. d.	tr.
Total des cations ..	100,1	99,9	100,1	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
O	166,0	167,5	170,8	167,9	167,5	169,7	168,0	165,2	170,3
OH	4,4	3,5	2,8	4,8	4,1	5,0	5,0	7,8	0,6
Total des anions ...	170,4	171,0	173,6	172,7	171,6	174,7	173,0	173,2	170,0

Type de roches	Enclaves microgrenues					Enclaves surmicacées			Cornéennes		
Numéros des analyses	882	942	1012	1605	1609	907	1139	1149	1016	1021	1022
Si	61,0	59,2	62,0	60,3	66,2	30,0	40,3	41,4	59,9	59,7	62,8
Al	19,0	19,5	18,9	19,5	12,7	13,4	24,2	24,0	18,7	19,3	17,6
Fe ⁺³	0,4	0,6	0,3	0,5	1,0	1,8	3,0	0,3	0,6	0,3	1,0
Fe ⁺²	3,4	3,9	2,8	3,7	5,2	6,2	10,2	12,2	4,2	4,1	3,2
Mg	2,8	2,8	2,4	2,0	1,5	4,0	7,3	7,1	3,5	3,8	2,4
Ca	4,0	3,8	3,1	3,9	2,8	1,7	2,6	2,6	0,8	4,1	1,6
Na	7,1	7,3	8,0	6,8	7,3	3,0	5,2	5,3	4,5	3,9	7,3
K	1,9	2,1	1,8	2,7	2,6	4,1	5,7	5,8	7,1	3,9	3,8
Ti	0,3	0,5	0,5	0,3	0,5	0,8	1,3	1,1	0,5	0,6	0,3
P	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	tr.
						C = 34,7					
Total cations	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1
O	164,8	163,7	164,6	163,8	167,0	98,2	148,3	144,3	162,9	161,9	164,6
OH	3,5	3,1	5,3	5,0	3,8	4,2	3,2	9,8	2,8	8,9	4,4
Total anions	168,3	166,8	169,9	168,8	170,8	102,4	151,5	154,1	165,7	170,8	169,0

4. — COMPARAISON DES DIFFÉRENTES ROCHES.

a) *Granite bleu — veine granitoïde — enclave microgrenue.*

Comparons, en premier lieu, les échantillons prélevés à La Sigarrié sur le même bloc : granite bleu, enclave microgrenue et veine granitoïde développée dans l'enclave en bordure du granite (photo 1, planche I).

La veine granitoïde 1012 se différencie de l'enclave microgrenue 942 dans laquelle elle est développée par :

- une plus forte teneur en Si et Na,
- une plus faible teneur en tous les autres éléments y compris K.

Le granite bleu 1014 comparé à la veine granitoïde 1012 développée à son contact se montre :

- plus riche en Si et K,
- plus pauvre en tous les autres éléments y compris Na.

Au total, en admettant, comme le suggère la disposition sur le terrain, une granitisation de la microdiorite quartzique des enclaves qui aboutirait à la formation de « granite bleu » en passant par le stade intermédiaire des veines granitoïdes, le phénomène correspondrait à :

- un enrichissement progressif en silice,
- un enrichissement en alcalins.

L'apport de Na en définitive est léger, mais cet élément présente une culmination intéressante dans la veine granitoïde où il n'y a encore aucun apport de K.

Il paraît donc possible que les deux alcalins, Na et K se soient comportés de façon différente, un apport sodique important mais fugace ayant précédé l'apport potassique plus tardif mais définitif.

b) *Granite bleu — Granite clair.*

La confrontation du granite bleu (moyenne de 881 et 1014) et du granite clair (moyenne de 872, 1015 et 1608) plus jeune montre que ce dernier est plus riche en silice. Les alcalins Na et K se trouvent en quantités sensiblement égales dans les deux roches, tous les autres éléments étant en moins grande abondance dans le granite clair.

Dans l'hypothèse d'une granitisation métasomatique de la microdiorite quartzique des enclaves le granite clair paraîtrait donc le produit d'une transformation plus poussée que le granite bleu. Ceci s'accorde avec les observations de terrain qui me font penser à une légère postériorité du granite clair par rapport au granite bleu.

Cette idée paraît surtout valable pour les extrêmes les plus tranchés. Le granite 1608, d'aspect un peu intermédiaire, mais encore classé dans les granites clairs, a une composition assez voisine de celle du granite bleu.

c) *Cornéenne — cornéenne feldspathique et muscovitisée — granite métasomatique.*

Le développement de petites bandes granitiques dans les cornéennes de la bordure NW du massif, en passant par l'intermédiaire de cornéennes feldspathiques et muscovitisées est lié à :

- un enrichissement en Si et en Na des cornéennes,
- un appauvrissement en tous les autres éléments y compris K.

Par rapport au granite clair de la périphérie du massif le granite métasomatique, développé dans les cornéennes, se différencie par :

- une moins grande richesse en Si et K,
- une plus forte teneur en tous les autres éléments y compris Na.

Les petites bandes de granite métasomatique dans les cornéennes ont donc par rapport aux cornéennes d'une part, et au granite clair d'autre part, les mêmes tendances qu'ont les veines granitoïdes des enclaves microgrenues par rapport à ces enclaves et au granite bleu.

Dans l'hypothèse d'une granitisation appliquée au centre du massif à des roches éruptives microgrenues, et très localement en bordure, conformément aux observations, à des cornéennes, il semble donc qu'un même mécanisme chimique doive être invoqué :

- enrichissement en silice progressif et continu,
- enrichissement en alcalins, débutant par une vague sodique, suivie d'une vague potassique.

Les veines granitoïdes développées soit dans la microdiorite quartzique des enclaves, soit dans les cornéennes de la bordure, représenteraient à l'état figé la culmination passagère de la soude au passage du front sodique.

e) *Enclaves surmicacées — cornéennes :*

Comparons enfin la cornéenne rubanée 1021 et la cornéenne muscovitisée 1016 d'une part, avec les enclaves surmicacées 1139 et 1149 d'autre part.

Nous constatons que les enclaves surmicacées sont caractérisées par :

- une très faible teneur en Si ;
- une teneur moyenne en Ca ;
- une importante concentration en Al, Fe, Mg ;
- des teneurs en K et Na à peu près du même ordre que celles des cornéennes.

(Un peu plus de Na que les deux types de cornéennes, plus de potasse que les cornéennes ordinaires, mais moins que les cornéennes muscovitisées).

La cornéenne muscovitisée ne semble pas représenter un état intermédiaire entre la cornéenne ordinaire et les loupes surmicacées. La cornéenne muscovitisée semble se placer dans la direction du granite, les loupes surmicacées, au contraire, à l'opposé de celui-ci.

5. — ÉTUDE DES OLIGO-ÉLÉMENTS DU GRANITE ET DE SES ENCLAVES.

On doit à M. I. Lendaro (1959) l'étude spectrographique de quelques oligo-éléments métalliques dans le granite du Sidobre et dans ses enclaves. Le tableau qui suit en indique les résultats, ainsi que les teneurs en uranium obtenues grâce aux dosages fluorimétriques de Mme E. Gamot-Ciceri. Les teneurs sont exprimées en ppm (parties par million).

Les résultats méritent quelques commentaires :

Ni. — Les teneurs en Ni les plus faibles se trouvent dans les échantillons de granites et d'enclaves microgrenues, ainsi que, à un degré moindre, dans les cornéennes. Une concentration d'ailleurs peu importante en Ni s'observe dans deux enclaves surmicacées, la troisième ayant des teneurs analogues à celles du granite.

Cr. — Les teneurs les plus fortes en chrome sont en moyenne celles des cornéennes et des enclaves surmicacées.

Dans les échantillons de granites et d'enclaves microgrenues, les teneurs sont

RÉSULTATS DES ANALYSES SPECTROGRAPHIQUES.

Type de roches	« Granite bleu »		« Granite clair »		Granite de bordure		Biotite
Numéros des analyses chimiques correspondantes	881	1014	872	1608	1017	1028	1346
Ni	5	12	3	22	20	tr.	277
Cr.....	16	234	tr.	50	tr.	12	291
Cu	33	36	40	35	18	28	15
Mo	0	0	0	0	0	0	0
Ag	tr.	tr.	tr.	0	tr.	tr.	tr.
Sn	3	tr.	tr.	8	6	tr.	37
Pb	6	8	8	14	14	6	10
U	4, 2	4	3,5	2	5,7	2,5	4,5

Type de roches	Enclaves microgrenues					Enclaves surmicacées			Cornéennes		
Numéros des analyses chimiques correspondantes	882	942	1012	1605	1609	907	1139	1149	1016	1021	1022
Ni	7	15	8	22	43	6	58	61	25	18	15
Cr.....	7	212	19	45	75	744	266	242	126	402	161
Cu	30	42	89	28	99	340	249	1000	23	29	32
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	tr.	tr.	tr.	0	tr.	1	6	10	tr.	tr.	tr.
Sn	11	tr.	8	10	16	23	22	28	7	5	10
Pb	4	5	6	12	12	5	7	4	27	5	6
U	2,5	2	3,5	3,5	2,5	3	4	1,5	3,5	2,6	1,8

irrégulières et apparemment liées à telle localité particulière (La Sigarrié : Granite 1014 et enclave 942).

Cu. — Les teneurs en Cu sont sensiblement du même ordre dans les échantillons de granite, d'enclaves microgrenues et dans les cornéennes. Une élévation importante des teneurs dans les enclaves surmicacées correspond à la présence d'un peu de chalcopyrite observée d'ailleurs au microscope métallographique.

Mo. — Les teneurs en Mo sont nulles dans tous les échantillons.

Ag. — L'argent est en quantité si faible dans les granites, enclaves microgrenues et cornéennes de la bordure qu'on ne peut pas le doser.

Les enclaves surmicacées en contiennent une quantité appréciable certainement liée à la présence de minerais.

Sn. — Les teneurs sont dans l'ensemble élevées. Les différences observées entre les teneurs des granites, des enclaves microgrenues et des enclaves surmicacées s'expliquent facilement en tenant compte de la richesse en étain de la biotite.

Pb. — Les teneurs sont faibles (10 fois moins importantes que celles trouvées par P. Bécarie dans le granite d'Entraygues) et on ne note aucune variation significative.

U. — Les teneurs en uranium sont voisines des teneurs moyennes données par les traités de Géochimie.

L'uranium semble dispersé dans tous les types de roches avec des teneurs sensiblement du même ordre.

On peut tirer de cette étude les conclusions suivantes :

- variations parallèles des teneurs en oligo-éléments dans les granites et leurs enclaves microgrenues ;
- irrégularité de répartition géographique de certains éléments (Cr) ;
- concentration de tous les métaux lourds, sauf le Pb, dans les enclaves surmicacées.

IV. — CONCLUSIONS SUR LE MASSIF DU SIDOBRE

Le massif du Sidobre est constitué par une granodiorite qui contient trois types d'enclaves bien tranchés :

- 1^o — Des enclaves de cornéennes, caractérisées le plus souvent par une forme géométrique, un contact net avec le granite, des structures granoblastiques et des associations minéralogiques correspondant au « Faciès Amphibolite » et plus précisément au « Sous-Faciès Cornéenne à Hornblende ».
- 2^o — Des enclaves surmicacées caractérisées par une teneur en biotite importante, ce mica étant accompagné de nombreuses mouches de minerai et éventuellement de cristaux de graphite. Ces enclaves dérivent peut être de certains fragments de cornéennes riches en Al soumis à un phénomène d'anatexie, mais elles peuvent aussi avoir une origine profonde.
- 3^o — Des enclaves microgrenues, *toutes du même type*, constituées de façon très constante par une microdiorite quartzique, consanguine de la granodiorite du massif. Fréquemment parcourues par des veines granitoides, ces enclaves semblent être les reliques d'une roche éruptive plus ancienne que la granodiorite soumise à une granitisation.

LES ENCLAVES DES GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU SAINT-GUIRAL-LIRON

I. — GÉNÉRALITÉS

1. — SITUATION GÉOGRAPHIQUE.

Les massifs granitiques de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron (fig. 3) sont situés dans la région des Cévennes méridionales à l'extrémité SE du Massif Central français. Représentés sur les feuilles de Séverac, Alès, Saint-Affrique et du Vigan de la carte géologique au 1/80 000^e, ils se trouvent, du point de vue administratif, dans les départements de la Lozère et du Gard.

L'Aigoual, le plus septentrional du groupe, est allongé dans le sens NW-SE. Sa longueur est de 12 kilomètres, sa largeur de 5 kilomètres. Il semble se prolonger au Nord, sous les formations secondaires discordantes du Signal de l'Hospitalet, par une série de filons de microgranite qui, passant à proximité de Barre des Cévennes, se poursuivent en direction du massif du Mont Lozère. Au Sud un accident cassant le met brutalement en contact avec les formations secondaires de Bramabiau qui le séparent du massif de Saint-Guiral.

Selon certaines cartes Aigoual et Saint-Guiral sont nettement séparés, d'autres cartes au contraire les font se toucher. Ces divergences tiennent à l'absence d'affleurements dans la région controversée.

Le massif de Saint-Guiral-Liron est allongé en direction EW ; sa longueur est de 40 kilomètres environ ; sa largeur, dans le sens NS varie de 5 à 12 kilomètres. La profonde coupure de la vallée de l'Hérault permet de distinguer le Liron à l'Est et le Saint-Guiral à l'Ouest. Cette subdivision, purement géographique, n'est nullement nécessaire du point de vue géologique, Saint-Guiral et Liron formant de part et d'autre de la vallée de l'Hérault, un unique massif bien défini.

Les granites de cette région contrastent vivement dans le paysage avec les formations métamorphiques qui les entourent. Alors que ces dernières connues sous le nom de Schistes des Cévennes sont découpées par l'érosion en crêtes étroites et déchiquetées, les serres, les granites présentent des formes relativement molles. Ce sont eux, pourtant qui culminent au Mont Aigoual (1 567 m), et au Mont Lingas (1 443 m), l'altitude des schistes ne s'élève sérieusement qu'à leur voisinage.

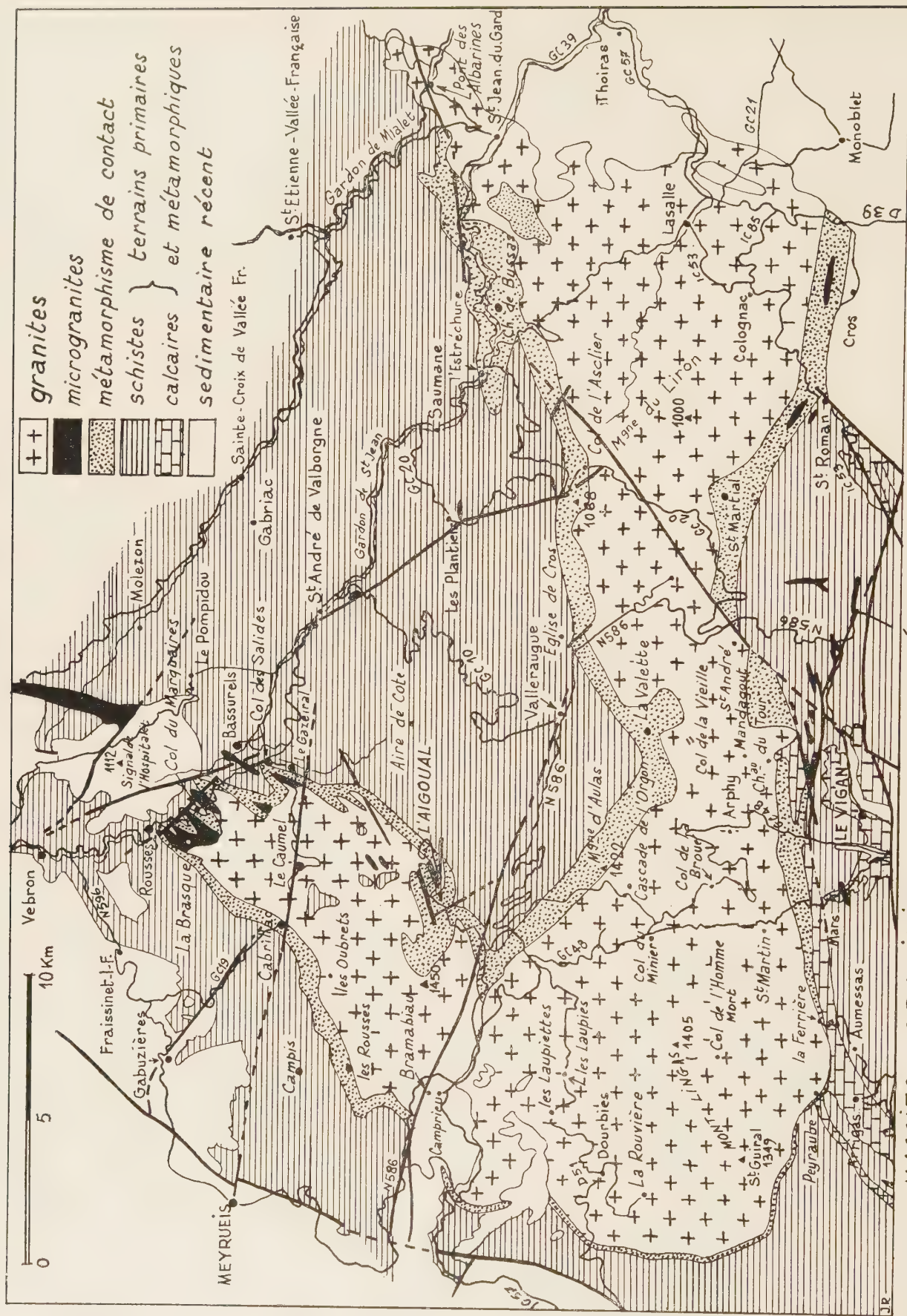


Fig.3 MASSIFS GRANITiques DES CÉVENNES MÉRIDIONALES
d'après les cartes géologiques au 1/80.000^e. (Alès, Séverac, St.Affrique, le Vigan).

La ligne de partage des eaux Atlantique-Méditerranée passe par les principaux sommets de la région : Signal de l'Hospitalet, Col du Marquairès, Aire de Cote, Mont Aigoual, Montagne d'Aulas, Col du Minier, Mont Lingas et Col de l'Homme Mort. Elle sépare deux domaines de morphologies bien différentes, à la limite desquels on note de fréquents phénomènes de capture au profit des torrents méditerranéens.

Le massif de l'Aigoual est peu découpé par l'érosion, la présence de lambeaux micaschisteux sur ses principaux sommets et l'existence d'un faciès microgranitique de bordure en témoignent. Le Saint-Guiral-Liron l'est davantage, la profonde vallée de l'Hérault permet d'observer des portions très internes du massif.

Les affleurements sont excellents dans les vallées, ils sont par contre médiocres sur les plateaux et les sommets, où le granite est fortement arénisé. Cette désagrégation est particulièrement intense dans la partie orientale du Liron, où elle s'étend parfois sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Il est d'ailleurs possible que ce soit une altération très ancienne puisque, dans la région de Saint-Jean-du-Gard, les assises du Trias recouvrent le granite arénisé.

A la différence du Sidobre, il n'y a pratiquement pas de boules de granite dans les massifs des Cévennes méridionales. Le granite est parcouru par un réseau très dense de diaclases qui le débitent en blocs anguleux de petite taille. C'est pour cette raison, sans doute, qu'il n'est pas exploité. Sa teinte claire et la grande abondance des enclaves sombres constitueraient d'ailleurs des éléments défavorables à une utilisation par les marbriers.

La région est pauvre. Les parties hautes des massifs granitiques étaient jadis occupées par des landes où pâturaient des troupeaux de moutons, vivant sous le régime de la transhumance. Depuis la fin du XIX^e siècle, les sommets ont été plantés d'arbres qui constituent, à l'heure actuelle, une magnifique forêt. Le principal artisan du reboisement fut G. Fabre, à qui nous devons par ailleurs les premières cartes géologiques de la région. De nombreux touristes viennent fréquenter les sites forestiers et admirer le magnifique panorama que l'on découvre depuis les sommets. Peu d'observatoires permettent un tour d'horizon aussi complet que celui de l'Aigoual.

De nombreuses exploitations minières ont prospéré dans la région. Aucune cependant n'est installée dans les massifs granitiques qui nous intéressent. Les minéralisations découvertes étant situées dans les formations métamorphiques ou surtout dans les assises sédimentaires du Secondaire.

2. — HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES CONCERNANT L'AIGOUAL ET LE SAINT-GUIRAL-LIRON.

Dès 1836 J. de Christol reconnut les trois constituants essentiels des Cévennes : granite porphyroïde, schistes anciens et terrains secondaires. Il admit que les Schistes des Cévennes recouvraient le granite mais ne précisa pas davantage la nature de leurs rapports.

E. Dumas (1846), auteur d'une description plus complète, établit le caractère intrusif du granite, où il reconnut la présence d'enclaves de schistes. Les observations de E. Dumas se retrouvent dans sa « Statistique géologique, minéralogique, métallogénique et paléontologique du département du Gard », ouvrage posthume datant de 1875-1876.

En 1877 G. Fabre montra que la série des Schistes des Cévennes était antéstéphanienne. Ses nombreuses observations furent matérialisées par l'excellente feuille d'Alès au 1/80 000^e (1901).

Des précisions d'ordre pétrographique furent apportées par la thèse de F. Mourgues (1901). Elle comprend la première étude minéralogique précise des granites et affirme la similitude des granites des Cévennes méridionales d'une part, et du granite du Mont Lozère

d'autre part. Elle décrit également le passage progressif des granites francs à des faciès microgranitiques de bordure.

F. Mourgues fut aussi le premier à signaler la présence dans le granite de l'Aigoual, à côté de fragments schisteux, d'enclaves de roches éruptives basiques. Ayant par ailleurs étudié les nombreux filons lamprophyriques qui recoupent les Schistes des Cévennes, il constata une ressemblance entre les roches de ces filons et les enclaves du granite ; il admit donc que les enclaves basiques représentaient les résidus de filons lamprophyriques, plus anciens que le granite et disloqués par lui.

Mourgues observa, d'autre part, des enclaves de schistes feldspathisés méritant le nom de leptynolites. Il nota enfin la présence de petits amas micacés dans le granite.

La « Pétrographie des Cévennes » de A. Delage et F. Mourgues (1904 et 1906) confirma les opinions précédentes insistant en particulier sur l'existence d'un passage progressif entre le granite de l'Aigoual et les roches microgrenues de sa bordure, et sur la nature lamprophyrique des enclaves sombres du granite. Pour la première fois dans la littérature on trouve la description d'une enclave double (enclave microgrenue contenant elle-même une enclave de schiste). Cet ouvrage comporte en outre une minutieuse description pétrographique de la série des Schistes des Cévennes.

Au cours de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France tenue en 1907 dans la région cévenole, J. Bergeron présenta les premiers résultats de ses investigations sur la feuille du Vigan. Il établit l'existence d'un renversement tectonique de la série primaire. Il décrivit également le métamorphisme de contact exercé par le granite de Saint-Guiral-Liron sur les terrains de sa bordure méridionale.

En 1936 M. Thorat et R. Debraban découvrirent au Sud du Vigan des fossiles qui permirent de préciser l'âge cambro-ordovicien des terrains de cette région.

En 1939 Albert Michel-Lévy publia la première analyse chimique du granite de l'Aigoual. Il rapprocha ce massif de celui du Sidobre, hercynien comme lui et les opposa tous les deux au granite antécambrien du Mendic.

La tectonique des formations métamorphiques des Cévennes méridionales a fait l'objet d'une controverse entre A. Demay dont les publications s'échelonnent à dater de 1931 et B. Gèze qui s'est consacré à l'étude du même problème depuis 1940. En 1950, la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France permit la confrontation de leurs points de vue. A cette date A. Demay considérait que, au Sud du Saint-Guiral, et en particulier dans la région du Vigan, les terrains anciens forment une série de plis couchés vers le Sud, tandis que B. Gèze voyait là une nappe en provenance du Sud. Les problèmes du granite furent à peine abordés au cours de cette réunion où l'on s'accorda simplement sur le caractère post-tectonique de l'Aigoual et du Saint-Guiral, encore que B. Gèze les ait présentés comme « synorogéniques » et en grande partie antérieurs aux déversements.

Une étude pétrographique de l'Aigoual a été faite en 1949 par R.C. Heim. A la même époque, D. de Waard a analysé la tectonique de ce massif. Les renseignements apportés par ces auteurs sont extrêmement intéressants.

D. de Waard a étudié en particulier le mode de contact avec les schistes, le système de joints du granite, les failles dans le massif et dans son aurole. Selon cet auteur les grands feldspaths du granite sont orientés et soulignent ainsi une structure fluidale de l'ensemble de la roche.

A proximité du granite les Schistes des Cévennes sont parcourus par un grand nombre de failles, et ils présentent des pendages accentués. D. de Waard a conclu que le granite de l'Aigoual s'est mis en place sous forme d'une boue cristalline. Le mécanisme de l'intrusion aurait été, non pas le magmatic stopping, mais un diapirisme ; le magma soulevant les couches de schistes fracturées.

Alors que D. de Waard niait toute action métasomatique ; R.C. Heim n'était pas

aussi catégorique à la suite de son étude pétrographique qui l'obligeait à admettre de longs processus de recristallisation au cours de la mise en place.

A la même époque (1950) M. E. Denaeyer observa un contact de caractère migmatitique entre le granite du Saint-Guiral et les Schistes des Cévennes ; il décrivit en particulier des schistes feldspathisés par le granite.

J.W. Van der Sijp (1950) étudia les gneiss de Saint-Jean-du-Gard, au Nord du granite du Liron et les interpréta comme des orthogneiss.

P. Lapadu-Hargues (1952), après avoir comparé les Schistes des Cévennes et la série sédimentaire de la Montagne Noire, émit l'idée qu'ils pourraient représenter des sédiments paléozoïques affectés par le métamorphisme hercynien.

Le massif du Liron a été décrit en 1956 par A. Durandau. On doit à cet auteur des précisions sur la composition chimique du granite, l'observation d'alignements de porphyroblastes au voisinage des contacts et la description de plusieurs beaux gisements d'enclaves. A. Durandau répartit ces dernières en deux catégories : énallogènes, c'est-à-dire fragments disloqués des roches encaissantes (micaschistes ou orthogneiss de Saint-Jean-du-Gard) et homœogènes, à structures de roches éruptives, qu'il interpréta comme des concentrations locales d'éléments ferro-magnésiens en excès dans le granite (reins d'accumulation, suivant l'expression de P. Lapadu-Hargues).

A. Papon (1958) poursuivit le travail précédent en direction de l'Ouest. On lui doit une description pétrographique de la partie NW du Saint-Guiral-Liron ainsi que des principaux faciès du massif de l'Aigoual.

G. Hottin (1959) a étudié de même la partie méridionale du Saint-Guiral-Liron. Il a fourni une interprétation tectonique de la région du Vigan voisine de celle de A. Demay, une étude pétrographique du granite et, en particulier, une analyse détaillée des contacts granite-calcaire. G. Hottin admet une action métasomatique du granite sur les roches encaissantes rejoignant donc, en partie, les opinions de M. E. Denaeyer.

3. — SITUATION GÉOLOGIQUE.

Au terme de ce long exposé bibliographique nous pouvons résumer comme suit les connaissances antérieures sur les massifs granitiques des Cévennes méridionales.

L'Aigoual et le Saint-Guiral-Liron sont intrusifs dans la série des « Schistes des Cévennes ». Cette dernière est peu variée au Nord des massifs granitiques où elle comporte surtout des micaschistes et des quartzites avec leurs intermédiaires, elle l'est davantage au Sud où apparaissent, en outre, des calcaires. Le métamorphisme régional se fait surtout sentir au Nord des granites (Pays Cévenol) où les roches sont prises dans la Zone des Micaschistes Supérieurs de J. Jung et M. Roques, il est plus léger au Sud (Pays Viganais) où se trouve le passage à la Zone Non Métamorphique.

Le contact granite-schistes est net. Dans l'Aigoual et en certains points du Saint-Guiral, le granite présente un faciès microgrenu de bordure. La mise en place du granite est postérieure au métamorphisme régional. La roche éruptive a déterminé sur les roches encaissantes un métamorphisme de contact dont l'intensité varie suivant les points. Localement, le granite a pu exercer, en outre, une légère action métasomatique qui se traduit essentiellement par une feldspathisation. Au contact des calcaires on peut invoquer également certains échanges d'éléments entre le granite et son entourage.

La tectonique du Pays Cévenol est relativement simple, celle du pays Viganais est par contre très compliquée. La mise en place du granite est postérieure au plissement de la série. Dans l'Aigoual le granite a perturbé la disposition initiale des couches. Sa venue s'est accompagnée d'une importante fracturation des schistes et d'un soulèvement de leurs couches. Le granite de l'Aigoual se présente comme un diapir au milieu des Schistes des Cévennes.

Le granite est porphyroïde ; ses grands feldspaths orientés soulignent une certaine fluidalité de la roche. Le granite est accompagné d'un cortège filonien important constitué principalement par des microgranites porphyriques et par des lamprophyres. A l'intérieur du granite on trouve des enclaves de schistes et des enclaves de roches éruptives basiques dont certaines ressemblent aux lamprophyres filoniens.

Si le granite est postérieur aux Schistes des Cévennes, vraisemblablement cambro-siluriens, et postérieur d'autre part à la phase de l'orogénie hercynienne qui a plissé les schistes, il est par contre antérieur aux assises gréseuses du Trias qui viennent le recouvrir en discordance.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES GRANITES

Au cœur du massif de l'Aigoual affleure un granite porphyroïde. Une roche très semblable constituant la plus grande partie du massif voisin de Saint-Guiral-Liron, nous grouperons les descriptions de ces granites en nous contentant de signaler les rares différences existant entre eux.

A la périphérie de l'Aigoual on observe le plus souvent des roches microgrenues nous les décrirons en détail. Dans le Saint-Guiral-Liron les faciès microgrenus de bordure sont exceptionnels.

Les cortèges filoniens des deux massifs sont approximativement les mêmes.

1. — *LES GRANITES PORPHYROIDES.*

Ce sont des roches de couleur grise, à grain fin, irrégulièrement parsemées de porphyroblastes de feldspath potassique blanc dont les tailles vont le plus souvent de 2 à 5 centimètres, mais parfois jusqu'à 10 centimètres.

En de nombreux points on a l'impression que les porphyroblastes sont orientés. Dans l'Aigoual ceci a été vérifié avec précision par de D. de Waard. Il s'agit tantôt d'une orientation planaire, les faces (010) des différents porphyroblastes étant parallèles les unes aux autres, tantôt d'une orientation linéaire, les axes c étant parallèles entre eux. Parfois les deux types d'orientation sont combinés, l'orientation est alors bien visible à un examen superficiel.

Au microscope la structure est du type « à plagioclases automorphes ».

La composition minéralogique du granite porphyroïde est reflétée par le tableau suivant (% volumétriques) qui groupe 15 analyses modales. Cinq d'entre elles correspondent à des échantillons du massif de l'Aigoual, dont deux analysés par R.C. Heim sont de provenance inconnue. Dix autres analyses correspondent au granite porphyroïde du Saint-Guiral-Liron.

Le tableau indique également les valeurs des indices de Jung et Brousse correspondants.

On remarquera, en premier lieu, la grande similitude des compositions minéralogiques des granites porphyroïdes du Saint-Guiral-Liron et de l'Aigoual. Dans les deux massifs la composition oscille, suivant les points, entre celle d'une granodiorite et celle d'un granite monzonitique.

Le granite porphyroïde de l'Aigoual se distingue de son voisin par une teneur en minéraux ferro-magnésiens un peu plus élevée.

Compositions volumétriques du granite porphyroïde et indices de Jung et Brousse.

Provenances	Aigoual					Saint-Guiral-Liron		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Quartz.....	28	30	29	28	19	28	26	36
Feldspath potassique	19	23	17	18	19	16	29	26
Plagioclase	39	33	38	30	37	42	35	27
Biotite	14	13	16	22	14	13	10	11
Amphibole	0	1	0	2	1	1	0	0
Saturation	32	35	34	37	22	33	29	40
Coloration.....	14	14	16	24	15	14	10	11
Feldspathique	33	41	31	37	44	28	45	49

Provenances	Saint-Guiral-Liron						
	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
Quartz.....	25	22	40	22	24	28	31
Feldspath potassique	31	28	24	25	22	33	22
Plagioclase	33	38	26	40	42	35	32
Biotite	10	11	10	12	10	14	13
Amphibole	0,5	1	0	1	1	0	2
Saturation	28	25	44	25	27	29	36
Coloration.....	11	12	10	13	12	14	15
Feldspathique	48	42	48	38	34	48	41

PROVENANCES

Les noms des communes sont entre parenthèses.

- I — Les Oubrets ; (Meyrueis), $x = 695,2$, $y = 206,0$.
- II — 300 m à l'E de Cabrillac ; (Bassurels), $x = 697,6$, $y = 207,6$.
- III — 200 m au S de Cabrillac ; (Meyrueis), $x = 607,0$, $y = 207,6$.
- IV — Heim I.
- V — Heim II.
- VI — D. 48 à 9 km du Vigan ; (Arphy), $x = 701,3$, $y = 192,3$.
- VII — D. 151 à 10 km de Dourbies vers l'Espérou ; (Dourbies), $x = 694,4$, $y = 197,9$.
- VIII — D. 151, Les Laupiettes ; (Dourbies), $x = 690,8$, $y = 198,7$.
- IX — D. 151 à 2,100 km de Dourbies vers Saint-Jean-du-Bruel ; (Dourbies), $x = 688,0$, $y = 197,9$.
- X — D. 151 à 3,900 km de Dourbies vers Saint-Jean-du-Bruel ; (Trèves), $x = 686,6$, $y = 197,1$.
- XI — N. 586, 5,500 km de l'Espérou ; (Saint-Sauveur-des-Pourcils), $x = 694,6$, $y = 200,3$.
- XII — D. 548, Cascade de l'Orgon ; (Arphy), $x = 698,7$, $y = 195,8$.
- XIII — D. 48, 10,7 km du Vigan vers l'Espérou ; (Arphy), $x = 700,8$, $y = 193,1$.
- XIV — D. 272, Saint-Martin-près-Aulas ; (Bréau et Salagosse), $x = 697,5$, $y = 191,6$.
- XV — D. 20, près du Col de l'Asclier ; (Notre-Dame de la Rouvière), $x = 713,0$, $y = 198,1$.

Voici comment se présentent les différents minéraux constitutifs :

Le quartz, dont la teneur moyenne est de 28 %, apparaît à l'œil nu sous forme de gros grains du type « granulitique ». On constate toutefois au microscope que ces grains sont composites et formés par la juxtaposition de plusieurs individus xénomorphes. Le quartz présente généralement une extinction roulante.

Le feldspath potassique constitue en moyenne, 24 % de la roche, il est représenté par les grands porphyroblastes et sous forme de sections xénomorphes plus petites, incorporées dans la mésostase. Au microscope ces deux types de sections paraissent constitués par le même feldspath microperthitique, parcouru par de fines veines d'albite, mâclé selon la loi de Carlsbad.

Par endroits (Col de l'Asclier) on observe l'association quadrillée des mâcles de l'albite et du péricline qui permet de diagnostiquer à coup sûr du microcline.

Dans l'Aigoual les mesures d'angle d'axe ont donné des valeurs allant de -62° à -66° . R.C. Heim avait trouvé -57° . Dans le massif du Saint-Guiral-Liron l'angle d'axe des feldspaths potassiques semble en moyenne moins élevé : de -44° à -57° . Une valeur plus forte a été trouvée isolément au Col de l'Asclier où le feldspath quadrillé a un angle d'axe de -68° .

Mme J. Mergoil a bien voulu étudier aux Rayons X quelques porphyroblastes de feldspath potassique. Utilisant la méthode proposée par J.R. Goldsmith et F. Laves (1954) sur la séparation des raies 131 et $1\bar{3}1$, elle a pu montrer que, en général, ils étaient formés d'un microcline intermédiaire de faible triclinisme ayant en moyenne un pourcentage de triclinisme de 14 ; localement on trouve également quelques porphyroblastes d'orthose (le pourcentage de triclinisme P varie, rappelons-le, entre 0 chez l'orthose monoclinique et 100 chez le microcline maximum). Les résultats de cette étude sont exposés dans un autre ouvrage (J. Didier et J. Mergoil, 1963).

A l'intérieur des porphyroblastes on observe de nombreuses inclusions de quartz, plagioclase et biotite.

Le plagioclase se présente en sections automorphes, souvent zonées et plus ou moins séricitisées. La composition varie suivant les échantillons de An 30 à An 40. Il s'agit donc d'une andésine. Une fine bordure de myrmékite se développe parfois au contact du feldspath potassique.

Le plagioclase occupe en moyenne 35 % du volume du granite.

La biotite très brune, contient de nombreuses inclusions, principalement d'apatite et de zircon. Elle est localement chloritisée.

On remarquera qu'elle est notablement plus abondante dans le granite de l'Aigoual (moyenne des teneurs : 16 %) que dans celui du Saint-Guiral-Liron (moyenne des teneurs 11 %).

L'amphibole de couleur vert pâle à vert-jaunâtre se présente parfois en cristaux isolés, mais le plus souvent elle constitue des amas de petits cristaux. C'est une hornblende commune. On remarque parfois son association avec des cristaux de biotite qui paraissent s'être développés à ses dépens.

Certains *minéraux accessoires* se trouvent partout en faible quantité, ce sont :

- l'allanite en cristaux zonés atteignant plusieurs millimètres,
- le zircon en cristaux microscopiques inclus dans les biotites ou disséminés dans la roche,
- l'apatite également microscopique, en petits prismes assez trapus.

Par endroits on peut noter, en outre, la présence accidentelle d'un peu de rutile, de tourmaline, de sphène et même de calcite manifestement secondaire.

2. — LES FACIÈS DE BORDURE DES GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU SAINT-GUIRAL-LIRON.

En bordure du Saint-Guiral-Liron le granite n'est généralement pas très différent de celui qu'on observe plus au centre. Localement il perd son caractère porphyroïde et présente un grain plus fin, la modification la plus importante étant localisée autour des points où le granite entre en contact avec des masses calcaires.

Il n'en est pas de même dans l'Aigoual. Si les contacts occidentaux de ce massif rappellent ceux du Saint-Guiral-Liron, les contacts du Nord et de l'Est se font par l'intermédiaire de granophyres et de roches franchement microgrenues.

Nous allons décrire successivement ces différents types de contact.

Les granites à grain fin et les granites non porphyroïdes de bordure.

En bordure W du massif de l'Aigoual on peut observer le contact du granite et des Schistes des Cévennes, le long de la route D. 57 entre Campis et les Oubrets. Le contact est nettement intrusif, les Schistes des Cévennes sont transformés en cornéennes. Côté granite on observe à proximité du contact, et sur une dizaine de mètres, une roche à grain fin (cristaux de 1 à 2 mm) dépourvue de porphyroblastes feldspathiques et parsemée de globules de quartz atteignant 5 à 10 mm.

Il s'agit d'une granodiorite très fortement quartzique dont la composition minéralogique est la suivante :

Quartz.....	46 %
Feldspath potassique	18 %
Andésine	24 %
Biotite	12 %
Apatite	Traces

Quand on s'éloigne du contact les grands cristaux de feldspath potassique apparaissent, d'abord rares, puis plus abondants ; le grain devient plus grossier et la roche prend l'aspect du granite porphyroïde normal.

Des faciès analogues ont été décrits par A. Papon, au N de l'Aigoual, dans la vallée du Tarnon entre le Gazeiral et les Rousses. Ils constituent de grandes apophyses du massif qui pénètrent dans les schistes. Les porphyroblastes y sont rares, irrégulièrement répartis, mais jamais totalement absents. L'analyse modale donne une composition voisine de celle du granite porphyroïde normal.

Comme le granite de l'Aigoual, celui du Saint-Guiral-Liron peut localement en bordure du massif, perdre son caractère porphyroïde. A une dizaine de mètres du contact les grands feldspaths réapparaissent progressivement.

En plusieurs points de sa bordure méridionale le massif de Saint-Guiral recoupe des calcaires réputés d'âge géorgien. Les localités où l'on observe ces contacts sont connues depuis longtemps : Mandagout, Aumessas, Peyraube près Arrigas.

Près des contacts le granite perd son caractère porphyroïde et cède la place progressivement à un granite aplitique à grain irrégulier.

Comme le massif du Sidobre, le granite de Saint-Guiral présente donc au contact des calcaires, non pas un faciès basique, mais au contraire un faciès alcalin, pauvre en minéraux ferro-magnésiens.

A quelques centimètres des cornéennes le granite peut contenir quelques minéraux ferro-magnésiens empruntés à celles-ci par un phénomène de contamination. C'est ainsi qu'à

Peyraube, on trouve un peu d'hedenbergite (1 %) dans le granite aplitique de bordure, à 10 cm des cornéennes.

Les granophyres.

Il arrive que l'on observe un peu de micropegmatite dans le granite porphyroïde au centre du massif de l'Aigoual, mais il ne s'agit alors que d'un constituant mineur. La micropegmatite prend par contre une importance beaucoup plus grande dans certaines roches de la bordure occidentale ou septentrionale de l'Aigoual, qui méritent alors le nom de granophyres.

On trouve des échantillons particulièrement typiques dans la carrière située sur la route D. 19, à proximité de la N. 107. Des granophyres non moins remarquables affleurent le long de la N. 107, entre le tunnel du Marquairès et les Rousses, où ils forment les apophyses du massif de l'Aigoual dans les Schistes des Cévennes concurremment avec différentes roches microgrenues que nous verrons ultérieurement.

Le cœur du filon de Barre des Cévennes est également constitué par un granophyre.

Voici les résultats de l'étude de deux échantillons :

Provenance	Granophyre Carrière de la route D. 19 près de la N. 107 (Bassurels) x = 702,1 y = 209,2	Granophyre Filon dans les schistes; N. 107 (Les Rousses) x = 700,6 y = 211,7
<i>Phénocristaux :</i>		
Quartz.....	8 %	5 %
Feldspath potassique ...	6 %	2 %
Andésine	22 %	23 %
Biotite	8 %	13 %
Hornblende	0	1 %
<i>Pâte micropegmatitique</i>	56 %	56 %

La pâte micropegmatitique est une association de quartz, de plagioclase acide et de feldspath potassique. L'interpénétration de ses constituants est si fine qu'on ne peut en faire l'analyse modale.

Il est intéressant de remarquer que les grandes sections de feldspath potassique sont souvent ourlées d'une bordure de plagioclase qui confère à la roche un aspect de granite rapakivi. Cette auréole plagioclasique n'est pas homogène. Elle est formée par une marquetterie de petits plagioclases séricitisés, dont la grande majorité présente la même orientation optique mais dont certains, d'ailleurs rares, sont en position désordonnée. Un peu de quartz et quelques rares paillettes de chlorite occupent les interstices entre les plagioclases.

L'étude aux Rayons X d'un grand cristal de feldspath potassique prélevé dans le granophyre I (carrière de la route D. 19) a été faite par Mme Mergoil. Ce feldspath est rigoureusement monoclinique ($P = O$), on peut donc parler d'orthose.

Les roches microgrenues de bordure.

A proximité des contacts, au N et à l'E de l'Aigoual, apparaissent des faciès microgrenus typiques, dans lesquels la pâte micropegmatitique fait place à une pâte microgrenue véritable.

Les grands cristaux de feldspath potassique sont encore présents à une dizaine de mètres du contact, ils deviennent plus petits, arrondis et finalement disparaissent à quelques mètres des schistes. On distingue encore dans la roche éruptive quelques phénocristaux de quartz, de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Au contact immédiat des schistes ces phénocristaux disparaissent souvent à leur tour et on observe alors, sur quelques centimètres, une mince bordure aphanitique.

Voici, à titre d'exemples, les compositions minéralogiques des deux échantillons microgrenus porphyriques prélevés sur la N. 107 entre le tunnel du Marquairès et les Rousses. Le premier encore parsemé de grands feldspaths a été pris à dix mètres du contact, le second dépourvu de ces cristaux provient d'une zone plus périphérique, à trois mètres du contact.

Provenances	I	II
	Roche microgrenue porphyrique à grands cristaux de feldspath potassique. A 10 m du contact, N. 107 près Marquairès Aigoual (Les Rousses) x = 700,6 y = 211,7	Roche microgrenue porphyrique sans grands cristaux de feldspath potassique. A 3 m du contact, N. 107 près Marquairès Aigoual (Les Rousses) x = 700,6 y = 211,7
<i>Phénocristaux :</i>		
Quartz.....	9 %	2 %
Feldspath potassique	9 %	0
Andésine	21 %	17 %
Biotite	15 %	10 %
Hornblende	4 %	1,5 %
<i>Pâte microgrenue :</i>		
Quartz.....	13 %	Association très fine de quartz et plagioclase avec peut-être un peu de feld- spath potassique.
Feldspath potassique	3 %	
Plagioclase	26 %	

La première des deux roches est une microgranodiorite, la seconde une microdiorite quartzique.

Les roches que nous venons de décrire sont caractérisées par une couleur gris clair. On observe aussi localement la présence de roches plus sombres qui, comme l'a observé A. Papon, peuvent constituer un faciès de bordure au contact des schistes, mais qui peuvent aussi former des traînées plus ou moins diffuses au sein des roches claires.

Ainsi la microdiorite quartzique précédemment décrite (II) passe progressivement à un mètre du contact à une microdiorite, roche plus fine et plus sombre dont voici la composition :

PHÉNOCRISTAUX :

Quartz.....	1,5	%
Andésine zonée (An 45 à An 35).	8	%
Biotite	6	%
Hornblende verte	0,5	%
Agrégats d'une amphibole incolore ...	7	%

PÂTE MICROGRENUE :

Plagioclase	35	%
Biotite	35	%
Hornblende	7	%

Les agrégats de fins cristaux d'amphibole incolore ont été comptés comme phénocristaux, car ils semblent représenter le produit de remplacement de grands pyroxènes disparus.

A quelques centimètres des schistes la roche est encore plus fine et plus sombre, les phénocristaux sont encore plus petits et ne dépassent pas 1 mm. La composition minéralogique d'ensemble est la même, l'amphibole étant toutefois remplacée par de l'augite.

Nous avons réservé une place importante aux faciès de bordure microgrenus du massif de l'Aigoual parce qu'ils occupent sur le terrain de vastes affleurements.

En bordure du massif du Saint-Guiral-Liron les faciès microgrenus sont d'importance beaucoup plus réduite. On ne les connaît qu'à l'Est du Col de l'Asclier, où ils ont été découverts par G. Hottin (1959). Encore faut-il remarquer que la mésostase de ces roches n'est jamais extrêmement fine comme dans les vraies roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual. On pourrait à la rigueur les considérer comme des roches grenues à grain très fin.

Ce sont des microgranites porphyriques de couleur claire qui présentent quelques grands phénocristaux de feldspath potassique perthitique, de plagioclase, de biotite et de quartz dans une pâte plus fine que la mésostase normale du granite.

La composition minéralogique volumétrique est la suivante :

Quartz.....	30	%
Feldspath potassique	33	%
Plagioclase (An 25-20)	31	%
Biotite	6	%

Ce faciès de bordure est donc un peu plus clair et un peu plus alcalin que le granite porphyroïde moyen du Saint-Guiral-Liron ; c'est un microgranite monzonitique.

Relations entre les différents faciès de bordure.

Dans le massif de l'Aigoual on peut observer (vallée du Tarnon et bords de la N. 107) un passage progressif entre les roches microgrenues situées au contact des cornéennes, les granophyres moins périphériques et le granite porphyroïde du centre du massif.

Ces divers faciès présentent des compositions minéralogiques différentes qui traduisent leur diversité chimique. On remarque en particulier que le granophyre et le granite porphyroïde sont beaucoup plus riches en feldspath potassique que les roches microgrenues de bordure, lesquelles en sont même parfois totalement dépourvues. Les analyses chimiques,

que nous verrons plus loin, confirment que cela correspond à des teneurs en potasse différentes.

Ces variations ne paraissent pas être dues à un quelconque phénomène d'endomorphisme mais plutôt à la façon dont le magma a cristallisé. Les roches microgrenues les granophyres et le granite porphyroïde ont en commun un certain nombre de constituants :

- cristaux automorphes et zonés d'andésine,
- grands cristaux de biotite et d'amphibole,

qu'on est tenté de considérer comme les produits des premières phases de cristallisation. Entre ces « phénocristaux » s'étendent des assemblages minéraux qui varient suivant les types de roches :

- association grenue de quartz et de feldspath potassique xénomorphe du granite porphyroïde,
- micropegmatite des granophyres,
- pâte microgrenue des roches de bordure,

qui semblent avoir cristallisé plus tardivement que les phénocristaux.

L'association des différents faciès sur le terrain et leurs particularités structurales et chimiques pourraient s'expliquer en admettant que les roches en voie de cristalliser suivant le mode microgrenu auraient subi l'action d'une bouffée potassique provenant du centre du massif qui aurait déterminé l'édification de la micropegmatite, stade d'évolution rapide vers une mésostase grenue.

Tous les auteurs qui ont étudié la micropegmatite s'accordent pour la considérer comme une association réactionnelle. F.K. Drescher-Kaden (1948) a pensé qu'elle représentait une corrosion du feldspath potassique par du quartz. P. Ijunggren (1954) y a vu au contraire une corrosion du quartz au moment de la naissance de porphyroblastes feldspathiques. P. Vincent (1961) l'a considérée comme un stade de remobilisation du quartz originel des roches microgrenues en rapport avec l'édification des quartz globulaires et des phénoblastes potassiques (« porphyrisation »).

L'examen des roches de l'Aigoual m'amène à une opinion voisine. La micropegmatite ne corrode ni le quartz, ni le feldspath potassique, mais représente plutôt un stade de nourrissage de certains de leurs cristaux. C'est par son intermédiaire que se forment les sections xénomorphes de quartz et de feldspaths, éventuellement autour d'ébauches phénocristallines plus anciennes, et c'est donc grâce à elle qu'apparaît la structure grenue du granite porphyroïde.

Les grands cristaux de feldspath potassique ont été jusqu'ici tenus à l'écart de la discussion. On sait que selon D. de Waard leur orientation dans le granite serait le signe qu'ils ont été formés à un stade précoce et charriés par le magma au cours de la mise en place.

Cette interprétation se heurte à un certain nombre de difficultés. On comprend mal en effet pourquoi de tels phénocristaux seraient absents des zones de bordure qui représentent précisément des portions de magma rapidement figées, et comment des cristaux extérieurement analogues auraient pu se développer dans les enclaves, ou à cheval sur le contact granite-enclave.

Il semble en réalité que le magma n'a apporté que les ébauches des grands cristaux feldspathiques et que ceux-ci ont continué à se développer au cours des stades tardifs de la cristallisation du granite.

Les premiers résultats de l'étude aux Rayons X de la symétrie des feldspaths potassiques confirment cette façon de voir. Les phénocristaux, souvent arrondis des roches microgrenues de bordure sont constitués d'orthose, alors que les porphyroblastes du granite sont en général formés par un microcline intermédiaire de faible triclinisme qui, dans certains cas, entoure un noyau d'orthose (J. Didier et Mme J. Mergoil, 1963).

3. — LE CORTÈGE FILONNIEN TARDIF DES GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU SAINT-GUIRAL-LIRON.

Aplites et pegmatites.

Les pegmatites sont rares dans toute l'étendue de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron. On en observe toutefois quelques veines à contour diffus à proximité des contacts. Ce sont plutôt des accumulations de porphyroblastes que de vrais filons.

Les aplites sont rares, sauf à la périphérie du Saint-Guiral-Liron. Ce sont des roches de couleur rose pâle, en filons bien individualisés qui recoupent nettement le granite ou les cornéennes.

Voici à titre d'exemple la composition minéralogique volumétrique d'une aplite récoltée à 1 km au Sud du Col de l'Asclier :

Quartz.....	38 %
Feldspath potassique	23 %
Plagioclase (An 27)	38 %
Biotite	1 %

Lamprophyres.

De nombreux filons lamprophyriques recoupent les Schistes des Cévennes. La plupart se trouvent loin du granite. Il est donc possible que certains soient plus anciens que le granite. C'est ce qu'ont soutenu Delage et Mourgues. D'autres recoupent indiscutablement le granite, dans la région du Liron en particulier.

Les lamprophyres ont fait l'objet des descriptions de A. Durandau (1956) et plus récemment d'une étude de P. Lapadu-Hargues (1960). Ces auteurs ont montré qu'ils appartenaient à deux types différents : un type kersantitique, qui est d'ailleurs le plus fréquent, et un type dacitique.

Nous ne reviendrons pas sur cette étude.

Pour l'instant on ne peut établir aucune relation entre la nature pétrographique de ces roches et leur position par rapport au granite.

Mylonites.

Fait intéressant, qui jusqu'à présent ne semble pas avoir été signalé, de nombreuses passées de mylonites parcourent le granite porphyroïde du Saint-Guiral. Ce sont des roches noires, à grain très fin, d'aspect presque basaltique, qui constituent des veines dont l'épaisseur va de quelques centimètres à un mètre. On les rencontre notamment le long de la route D. 48 entre le Col du Minier et le Col de la Broue et le long de la route forestière qui, partant de la D. 48, rejoint la D. 548.

Au microscope on constate que ces roches sont formées par des fragments déformés de quartz et de feldspaths, pris dans une pâte très fine de quartz, séricite et chlorite. Ces roches méritent donc le nom de mylonites, au sens le plus strict du terme.

Il est remarquable que ces veines mylonitiques passent, en quelques centimètres à un granite cataclastique, dont les minéraux sont déformés ou cassés, mais où la biotite est encore fraîche, quoique tordue.

Il serait certainement intéressant de cartographier ces mylonites, afin de connaître leur signification.

III. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES DES GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU SAINT-GUIRAL-LIRON

Dans les massifs granitiques de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron on remarque la présence de très nombreuses enclaves qui se répartissent en quatre types :

- enclaves de roches éruptives microgrenues ou à grain fin,
- enclaves de cornéennes,
- enclaves surmicacées,
- grandes trainées sombres énigmatiques qui seront décrites sous le nom de schlieren micacés.

Nous allons les étudier successivement, en voyant sous quel aspect elles se présentent dans le granite porphyroïde d'une part et dans les roches microgrenues de bordure d'autre part.

1. — *LES ENCLAVES MICROGRENUES.*

DANS LE GRANITE PORPHYROÏDE.

Conditions de gisement.

Les enclaves de roches éruptives sont très courantes dans le granite porphyroïde. Ce sont les plus abondantes de toutes. Il y en a un peu partout, aussi bien au centre des massifs qu'à leur périphérie. Dans le massif du Saint-Guiral-Liron on peut en récolter à quelques mètres des cornéennes. Elles semblent même un peu plus abondantes en bordure du massif. Citons en particulier les beaux gisements suivants :

- le lit du Gardon de Mialet de part et d'autre du Pont des Abarines,
- le lit du Gardon de Saint-Jean, en amont de Saint-Jean-du-Gard et en particulier au niveau de l'embranchement de la D. 200 sur la N. 107,
- les talus de la D. 151 entre l'Espérou et Dourbies,
- les talus de la N. 586 entre l'Espérou et Camprieu,
- les talus de la route D. 48, au Sud du Col du Minier.

La teneur moyenne du granite en enclaves microgrenues est normalement inférieure à 1 %, toutefois dans certaines zones particulières de faible superficie, comme celle photographiée par A. Durandau (1956), leur teneur dépasse 10 %.

Le plus souvent ces enclaves ont des tailles allant de quelques centimètres à quelques décimètres ; on peut en trouver localement de plus grandes qui atteignent plusieurs mètres (exemple : enclave signalée par G. Hottin, chemin du Col de la Vicille à Mandagout).

Leur forme est en général ovoïde. Elles ne présentent jamais comme le font fréquemment les enclaves de cornéennes, des formes polyédriques avec des angles vifs.

Le contact granite-enclave est le plus souvent net, cependant il existe de nombreuses enclaves qui sont pénétrées par des veines granitiques (photo 4, planche III) et encore plus souvent des enclaves dans lesquelles se sont développés de grands porphyroblastes feldspathiques (phénomène de la « double enclave » de R. Perrin et M. Roubault). On observe même parfois des porphyroblastes « à cheval » sur le contact granite-enclave (photo 1, planche III).

Dans ce dernier cas on a évidemment tendance à penser que le grand feldspath s'est développé tardivement dans l'enclave sous l'influence du granite voisin. Toutefois il ne semble

pas que l'on puisse généraliser cette opinion à tous les grands feldspaths potassiques des enclaves. Ceux-ci se présentent en effet sous deux aspects différents, tantôt avec une forme parallélipédique et des angles vifs comme les porphyroblastes du granite, tantôt avec un contour arrondi et une forme de dragée.

L'étude aux Rayons X (J. Didier et Mme J. Mergoil, 1963) a montré que dans la majorité des cas les cristaux arrondis sont constitués d'orthose, alors que les cristaux parallélipédiques, comme ceux du granite environnant, sont formés d'un microcline intermédiaire de faible triclinisme, parfois développé autour d'un noyau d'orthose.

Il semble donc qu'il y ait à la fois dans les enclaves des phénocristaux de feldspath potassique et des porphyroblastes développés tardivement sous l'influence du granite.

Les filons aplitiques recoupent les enclaves microgrenues franchement, de la même manière qu'ils recoupent le granite, on retrouve alors les deux moitiés de l'enclave faiblement décalées l'une par rapport à l'autre (photo 2, planche III).

En plusieurs endroits (lit du Gardon de Mialet au Pont des Abarines, lit du Gardon de Saint-Jean au niveau du carrefour de la N. 107 et de la D. 260), on peut observer des enclaves microgrenues contenant des fragments de cornéennes. Sur des échantillons encore plus remarquables on peut voir une enclave de cornéenne à cheval sur le granite et sur la roche microgrenue (photo 3, planche III).

Il est bien évident que cette disposition montre que les enclaves microgrenues ne proviennent pas de la transformation de fragments de cornéenne. Les contacts cornéennes enclaves microgrenues sont parfaitement nets, les enclaves de cornéennes ont conservé des formes anguleuses. Parfois une légère auréole leucocrate autour des fragments de cornéennes accentue encore leur contour.

Classification.

Les enclaves microgrenues de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron, à la différence de celles du granite du Sidobre, ne sont pas toutes semblables.

À l'œil nu on remarque l'existence de types sombres, gris foncé ou presque noirs, et de types plus clairs ayant sensiblement la même teinte que le granite qui les entoure. On distingue d'autre part facilement des types franchement microgrenus, et des types dont les cristaux atteignent 1 à 2 mm, et qu'on devrait, en toute rigueur, classer parmi les roches grenues à grain fin.

L'examen microscopique vient renforcer cette idée. Il existe de notables différences dans la composition minéralogique des enclaves, non pas dans la nature des minéraux, qui sont presque toujours les mêmes, mais dans les proportions respectives des différents constituants.

Le tableau qui suit donne les compositions minéralogiques volumétriques d'une vingtaine d'enclaves de ce type, ainsi que les indices de Jung et Brousse correspondants. Les roches sont classées dans l'ordre des indices feldspathiques croissants.

Compositions modales des enclaves microgrenues.

Échantillons	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Quartz	20	16	20	15	17	8	17	26	33	23
Felds. pot.	0	2	8	8	11	12	9	14	14	16
Plagioclase .	63	49	50	41	50	54	40	45	35	33
Biotite	17	33	22	31	22	22	24	14	18	15
Amphibole..				5	tr.	3	10			tr.
Divers	apat.	apat.	apat. allan.	apat. allan.	apat.	apat. allan.	apat. zircon	apat. allan.	apat.	apat. allan.
Saturation .	24	24	25	20	21	11	13	31	40	42
Coloration..	17	33	22	36	23	26	34	15	18	16
Felds.	0	4	14	16	17	18	18	24	28	33

PROVENANCES

Les noms des communes sont entre parenthèses.

- I — Embranchement de la D. 299 sur la D. 151 ; (Dourbies), x = 690,4 , y = 198,4.
 II — A 5,500 km de l'Espérou sur D. 151 ; (Dourbies), x = 694,3 , y = 198,2.
 III — A 4,200 km de l'Espérou sur D. 151 ; (Dourbies), x = 695,0 , y = 198,1.
 IV — D. 48 à 9 km du Vigan vers d'Espérou ; (Arphy), x = 701,3 , y = 192,2.
 V — Embranchement de la D. 299 sur la D. 151 ; (Dourbies), x = 690,4 , y = 198,4.
 VI — D. 151, Les Laupies ; (Dourbies), x = 692,2 , y = 198,2.
 VII — D. 299, La Ferrière près Aumessas ; (Aumessas), x = 694,1 , y = 189,6.
 VIII — D. 151 à 3,900 km de Dourbies vers Saint-Jean-du-Bruel ;
 (Trèves), x = 693,6 , y = 197,1.
 IX — D. 272, Aulas-Salagosse près Saint-Martin ; (Bréau et
 Salagosse), x = 697,5 , y = 191,0.
 X — N. 586, à 5,500 km de l'Espérou ; (Saint-Sauveur-des-
 Pourcils), x = 694,6 , y = 200,3.

Échantillons	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI
Quartz.....	29	17	11	8	18	9	13	14	20	3	1
Feldsp. pot. .	20	23	29	24	28	34	27	34	25	34	35
Plagioclase ...	38	38	48	36	39	45	21	31	15	19	19
Biotite	13	16	11	20	15	12	22	21	25	23	22
Amphibole....		6		12			17		15	29	17
Divers	apat.	apat.	apat. allan.	apat. sph.	apat.	apat. allan. zirc.	apat.	apat.	apat.	Pyr. 2 apat.	Pyr. 6 apat.
Saturation . . .	33	22	13	12	21	11	21	18	33	5	2
Coloration....	13	22	12	32	15	12	39	21	40	44	45
Feldspathique.	34	38	38	40	42	43	51	52	63	64	65

PROVENANCES

Les noms de communes sont entre parenthèses.

- XI — Maison forestière des Oubrets, Aigoual ; (Meyrueis), x = 695,1 , y = 205,6.
XII — Lit de la Dourbie sous le pont de la D. 299 ; (Dourbies), x = 690,5 , y = 198,5.
XIII — D. 299, La Ferrière près Aumessas ; (Aumessas), x = 694,1 , y = 189,6.
XIV — Lit du Gardon de Mialet. Pont des Abarines ; (Saint-Jean-du-Gard), x = 725,4 , y = 204,0.
XV — Carrefour D. 151 A - D. 151 B près la Rouvière ; (Dourbies), x = 688,1 , y = 195,7.
XVI — D. 151 à 500 m au NE de Dourbies ; (Dourbies), x = 689,1 , y = 197,2.
XVII — N. 586 à 5,500 km de l'Espérou ; (Saint-Sauveur-des-Pourcils), x = 694,6 , y = 200,3.
XVIII — D. 548 plaque commémorative des Eaux et Forêts ; (Arphy), x = 699,4 , y = 194,7.
XIX — D. 151 à 4,200 km de l'Espérou ; (Dourbies), x = 695,0 , y = 198,1.
XX — D. 20 à 500 m du Col de l'Asclier ; (Notre-Dame de la Rouvière), x = 713,0 , y = 198,1.
XXI — D. 347, église de Cros ; (Cros), x = 720,0 , y = 188,0.

Sur un graphique (fig. 4) établi en fonction des indices de coloration et des indices feldspathiques, on constate que les enclaves microgrenues se répartissent en plusieurs groupes.

Les plus nombreuses, franchement leucocrates, ont des indices de coloration allant de 10 à 25, comme le granite porphyroïde ou les roches microgrenues de sa bordure. On peut

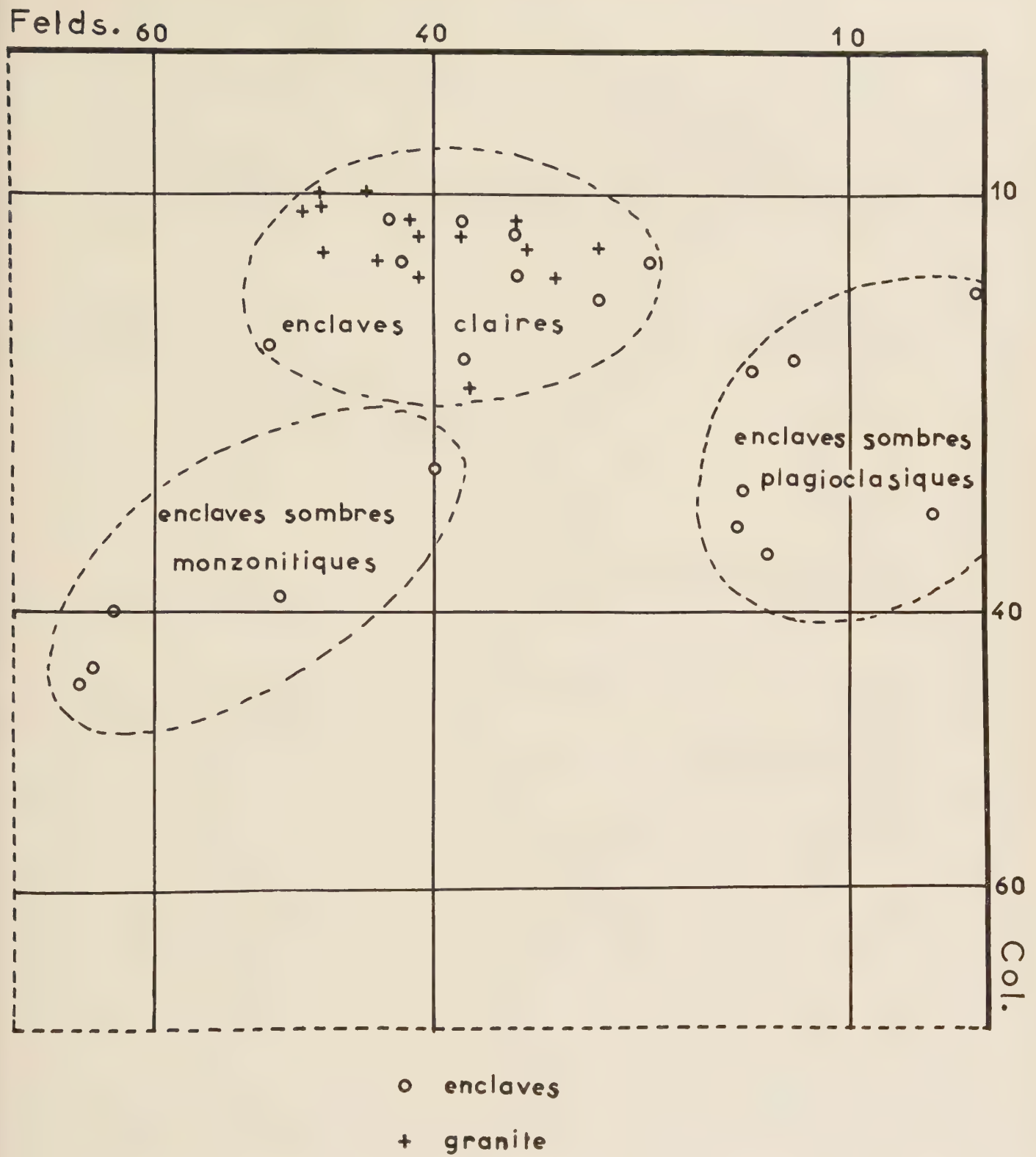


Fig.4 DIAGRAMME COL./FELDS.

leur donner le nom d'*enclaves claires*. Leurs indices feldspathiques varient dans de larges proportions, car certaines sont presque totalement dépourvues de feldspath potassique, alors que d'autres en contiennent beaucoup.

Les enclaves plus sombres, dont les indices de coloration vont de 25 à 45, ne semblent pas présenter une aussi grande variété de valeurs de l'indice feldspathique. Les unes, à faible indice feldspathique, sont surtout riches en plagioclase, on les appellera *enclaves sombres plagioclasiques*. Les autres, à indice feldspathique plus élevé, car riches en feldspath potassique, seront appelées *enclaves sombres monzonitiques*.

Structure et composition minéralogique.

Les enclaves microgrenues claires sont caractérisées à l'œil nu par une teinte gris clair, à peine plus sombre que celle du granite.

Les unes, qui ont une texture de roche grenue fine (cristaux de 1 mm en moyenne) paraissent à peu près dépourvues de phénocristaux. Tout au plus y observe-t-on, de loin en loin, un grand cristal de feldspath potassique apparemment d'origine granitique, et de développement tardif, ou quelques paillettes de biotite atteignant 3 à 4 mm.

Les autres ont, au contraire, un aspect de roche microgrenue porphyrique. Elles sont constituées d'une pâte extrêmement fine dont on ne distingue pas les constituants, avec de grands phénocristaux (quartz, plagioclase, biotite ou plus rarement hornblende, feldspath potassique).

Mais au microscope on s'aperçoit que, la taille des cristaux mise à part, il n'existe pas de différence importante entre les deux groupes distingués à l'œil nu. Dans l'un comme dans l'autre on distingue deux générations de cristaux entre lesquelles la différence de taille est accusée dans les types d'allure microgrenue, ou au contraire faible, dans les types grenus.

Les phénocristaux sont représentés essentiellement par :

- de grands quartz globuleux atteignant 5 mm environ. Ils ne sont jamais limités par des faces planes ni envahis par des golfes de corrosion comme les phénocristaux typiques des roches acides microgrenues ou microlitiques. Ils sont simplement arrondis. Dans le détail leur contour épouse celui des éléments voisins et présente donc de petites indentations. Parfois, près de la périphérie, on observe une couronne de minuscules inclusions de biotite ;

- de grands plagioclases automorphes et zonés, atteignant 1 cm environ. Ces plagioclases sont mâclés suivant la loi de l'albite. Ils contiennent d'innombrables et minuscules cristaux de biotite (taille 0,05 mm), répartis dans toute la masse du cristal ;

- des cristaux de biotite et éventuellement d'amphibole ayant 2 à 5 mm. Parfois les biotites sont groupées en amas atteignant jusqu'à 1 cm de diamètre.

Entre ces phénocristaux s'étend une mésostase à grain assez variable qui confère à l'enclave un aspect tantôt microgrenu, tantôt grenu fin. Le caractère essentiel de cette mésostase tient à l'existence de petits plagioclases aplatis suivant (010) et de cristaux automorphes de biotite. Ces deux éléments conjugués créent une trame d'allure doléritique, analogue en tous points à celle des enclaves microgrenues du Sidobre. Le quartz et le feldspath potassique constituent de petits grains xénomorphes dans les trous de la trame, ou des cristaux xénomorphes plus grands qui tendent chacun à englober plusieurs cristaux de biotite et de plagioclase (photo 1, planche IV).

Les minéraux constitutifs de la pâte sont :

- le quartz,

- un feldspath potassique microperthitique, mâclé suivant la loi de Carlsbad, analogue à celui du granite porphyroïde (photo 1, planche IV). A son contact on observe un peu de myrmékite dans le plagioclase ;

— un plagioclase représenté par de petits cristaux automorphes d'andésine, rarement zonés ;

— de la biotite en petites paillettes sensiblement de même taille que les baguettes de plagioclase (0,2 à 1 mm) ;

— de l'amphibole, plus rare que dans les enclaves microgrenues sombres, en agrégats de petits cristaux qui, mêlés à des paillettes de biotite semblent provenir du remplacement d'un minéral plus ancien, sans doute un pyroxène jamais observé.

Les minéraux accessoires courants sont :

— l'apatite en longues aiguilles incluses dans le quartz et dans le feldspath alcalin, bien différentes des cristaux plus trapus que l'on trouve dans les roches encaissantes. Ces aiguilles étant bien plus minces que les préparations microscopiques, la moindre variation de mise au point en fait apparaître ou disparaître, aussi n'ont-elles pas pu faire l'objet de mesures au compteurs de points ;

— l'allanite, en petits cristaux automorphes et zonés ;

— le zircon, en minuscules cristaux automorphes.

Les enclaves microgrenues sombres se répartissent en deux lots :

1°. — Un lot plagioclasiq.ue.

2°. — Un lot monzonitique.

Toutes ont en commun des indices de coloration élevés (25 à 45) qui correspondent à des teintes gris foncé ou noires, les formes monzonitiques ayant des teintes plus sombres que les plagioclasiq.ues.

A l'œil nu, comme chez les enclaves claires, on distingue des différences importantes de grain ; certaines ont un aspect franchement microgrenu, d'autres au contraire, un aspect de roche grenue à grain fin. On distingue en outre éventuellement quelques phénocristaux : quartz globuleux, plagioclases automorphes et, éventuellement, quelques grands cristaux de feldspath potassique au contour souvent arrondi.

Certaines enclaves sombres, le plus souvent monzonitiques, sont constellées de petites taches vert-pâle, de forme globuleuse, qui peuvent atteindre jusqu'à un centimètre. Il s'agit d'agrégats de cristaux d'amphibole.

On remarque également, toujours dans les enclaves sombres monzonitiques, la présence accidentelle de nodules de quartz limpide cernés d'une auréole noire. Ces nodules atteignent jusqu'à 10 centimètres, leur forme est le plus souvent ovoïde mais parfois très irrégulière.

Les enclaves sombres plagioclasiq.ues, sont caractérisées au microscope par des structures du type doléritique (photo 4, planche IV) ou microgrenues porphyriques (photo 2, planche IV). Le plagioclase et la biotite, minéraux les plus abondants, donnent des sections allongées qui dessinent une trame, dans les mailles de laquelle se localisent le quartz et le feldspath potassique peu abondants.

Fréquemment des paillettes de biotite délimitent un espace hexagonal occupé par du quartz (assemblage de plusieurs sections xénomorphes) ou du feldspath potassique.

Leur composition minéralogique est assez stable :

Le quartz (8 à 17 % en volume) y est représenté par quelques rares phénocristaux globuleux, analogues à ceux des enclaves microgrenues claires, et par de nombreuses petites sections xénomorphes dans les interstices de la trame de plagioclase et biotite.

Le feldspath potassique (2 à 12 %), peu abondant, se présente en petites sections

xénomorphes intersticielles. Il peut constituer en outre quelques grands cristaux, au contour le plus souvent arrondi.

Le plagioclase (40 à 54 %), en général une andésine, est l'élément le plus abondant de la roche. Il constitue les nombreuses petites plaquettes de la pâte et quelques phénocristaux zonés, contenant souvent des inclusions microscopiques de biotite.

La biotite est l'élément ferro-magnésien le plus abondant (22 à 33 %). Elle se présente comme dans les enclaves microgrenues claires en cristaux de trois tailles différentes :

- minuscules inclusions des feldspaths,
- paillettes de même taille que les baguettes de plagioclase,
- phénocristaux atteignant plusieurs millimètres.

L'amphibole est une hornblende verte, ses teneurs sont très variables (0 à 10 %) mais toujours inférieures à celles de la biotite. Elle constitue parfois des agrégats qui, mêlés de paillettes de biotite, pseudomorphosent peut être un ancien pyroxène. Biotite et amphibole semblent avoir cristallisé en même temps.

Les minéraux accessoires sont semblables à ceux des enclaves claires : zircon, allanite et apatite finement aciculaire.

Les enclaves sombres monzonitiques ont des structures beaucoup plus confuses qui résultent de leur composition particulière. Les baguettes de plagioclase, moins abondantes que dans les enclaves plagioclasiques, sont disséminées dans un fond vaguement grano-blastique constitué surtout par des sections xénomorphes de feldspath potassique et par des agrégats de biotite et de hornblende.

Les nodules quartzeux qu'on y rencontre parfois se révèlent formés par un agrégat de petites sections xénomorphes de quartz à extinction roulante. La frange noire qui les entoure est formée de hornblende et accessoirement de biotite.

Les enclaves monzonitiques ont une composition minéralogique bien caractéristique.

Le quartz assez abondant dans les types franchement microgrenus (14 à 20 %) y est représenté comme d'habitude par quelques grandes sections globuleuses nettement visibles à l'œil nu. Il forme, en outre, de nombreuses petites sections xénomorphes visibles seulement au microscope. Dans les types grenus, la teneur en quartz est beaucoup plus faible (1 à 8 %) il s'agit alors uniquement de sections xénomorphes, de taille réduite.

Le feldspath potassique est remarquablement abondant (24 à 35 %). Il apparaît parfois sous forme de grands cristaux de plusieurs centimètres. Mais il est représenté de façon plus constante par de nombreuses petites sections xénomorphes, à peine perthitiques, qui englobent les plagioclases et les minéraux ferro-magnésiens.

Le plagioclase (15 à 36%) est représenté dans les types microgrenus par les habituels phénocristaux qui peuvent atteindre 1 centimètre. Il constitue, en outre, dans toutes les enclaves monzonitiques, de petites sections profondément séricitisées, englobées dans le feldspath potassique ou dans le quartz, et souvent rongées par ces derniers minéraux.

La biotite (13 à 25 %) se présente sous les mêmes aspects que dans les enclaves plagioclasiques. Souvent les paillettes de biotite sont mêlées aux cristaux de hornblende en des agrégats de plusieurs millimètres.

L'amphibole (12 à 29 %) est toujours présente en quantité importante dans ce groupe de roches. Il s'agit d'une hornblende verte dont les cristaux groupés en amas forment les taches vertes visibles à l'œil nu.

Le pyroxène n'est présent que dans les types les plus sombres et les plus pauvres en quartz. Sa teneur peut atteindre jusqu'à 6 %. C'est une augite incolore, en voie d'ouraltisation, ou de remplacement par de la biotite. Il s'agit certainement d'un des minéraux les plus anciens de la roche.

Il est possible que les agrégats de fins cristaux d'amphibole décrits plus haut, dérivent du remplacement d'un vieux pyroxène. Si cela était, ce minéral totalement remplacé pourrait être d'un type différent de celui que l'on observe en résidus, car on ne trouve jamais d'augite dans les agrégats.

De minuscules aiguilles d'apatite, très fines, et très longues sont extraordinairement abondantes. Certaines d'entre elles semblent faiblement colorées en brun dans leur partie axiale.

Ayant douté un instant de la nature de ce minéral, qui se présente dans les enclaves sous un faciès totalement différent de celui qu'il affecte dans le granite voisin, j'ai demandé une détermination à la Microsonde Castaing. Ce travail que M. Guillemain a bien voulu faire effectuer par le Laboratoire de Minéralogie du B.R.G.M., a montré qu'il s'agissait d'une apatite non chlorée. Je remercie sincèrement M. Guillemain ainsi que M. Phan auteur de la détermination.

LES ENCLAVES MICROGRENUES DES ROCHES MICROGRENUES.

Conditions de gisement.

Les enclaves microgrenues sont particulièrement abondantes dans les roches de la bordure de l'Aigoual. Les filons qui recoupent les schistes entre le tunnel du Marquairès et les Rousses, la carrière du Col des Salidès et les affleurements des rives du Tarnon en ont fourni de nombreux échantillons.

En général ces enclaves présentent le même aspect que les enclaves microgrenues sombres du granite porphyroïde :

- une taille réduite, quelques centimètres à quelques décimètres au maximum,
- un contour arrondi,
- une teinte sombre, gris foncé ou noire,
- un aspect de roche microgrenue porphyrique.

Le contact entre ces enclaves et les roches microgrenues qui les entourent est le plus souvent net. Toutefois on observe localement des enclaves à contour mal défini. Parfois aussi, dans les zones riches en enclaves, les roches encaissantes s'assombrissent à leur voisinage, comme si elles avaient été contaminées à leur contact.

De grands cristaux de feldspath potassique peuvent se développer à l'intérieur des enclaves microgrenues. Il arrive aussi qu'un cristal de feldspath soit développé en partie dans la roche encaissante et en partie dans l'enclave.

Les enclaves microgrenues et les enclaves de cornéennes sont le plus souvent indépendantes. Il arrive pourtant qu'on observe des enclaves de cornéennes dans des enclaves microgrenues, ou à cheval sur le contact d'une enclave microgrenue et de la roche qui l'entoure. Dans ces rares cas il n'existe aucune transition entre les deux types d'enclaves.

Structure microscopique.

Au microscope ces enclaves sont caractérisées par une structure microgrenue porphyrique. On y distingue en effet des phénocristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et amphibole, dans une pâte plus fine, constituée par les mêmes éléments et à laquelle la grande abondance de petites baguettes d'andésine confère souvent un aspect doléritique.

Cette structure rappelle dans ses moindres détails celle des *enclaves microgrenues sombres plagioclasiques* décrite dans les pages précédentes.

Composition minéralogique.

Voici qu'elles sont les compositions volumétriques de quelques enclaves microgrenues des microgranites et des granophyres de l'Aigoual, et les indices de Jung et Brousse correspondants :

Provenances	I	II	III	IV	V
	Dans granophyre, carrière du Col des Salidès (Bassurels)	Dans granophyre, carrière du Col des Salidès (Bassurels)	Dans microgranite entre tunnel du Marquairès et les Rousses (Bassurels)	Dans microgranite au contact des schistes, la Brasque (Les Rousses)	Dans microgranite au contact des schistes, la Brasque (Les Rousses)
	x = 702,1 y = 209,2	x = 702,1 y = 209,2	x = 700,5 y = 210,9	x = 699,9 y = 211,1	x = 699,9 y = 211,1
Quartz.....	13	18	6	8	14
Feldsp. pot.....	0	7	3	6	tr.
Plagioclase.....	48	42	31	46	42
Biotite.....	39	33	35	23	31
Amphibole.....	0	0	25	17	13
Saturation.....	21	27	15	13	21
Coloration.....	39	33	60	40	44
Feldspathique...	0	14	9	12	0

Ces résultats permettent d'appeler ces roches microdiorites quartziques (I, III, V) ou microgranodiorites (II et IV), et de constater leur parenté avec les enclaves microgrenues sombres plagioclasiques du granite porphyroïde.

Les minéraux accessoires que l'on observe le plus souvent dans ces enclaves sont :

- des minerais en faible quantité (sulfures),
- de l'apatite surtout, très abondante, en longues et fines aiguilles.

ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES.

Il paraît intéressant, au terme de cette description, d'établir un parallèle entre les enclaves des granites porphyroïdes d'une part et celles des roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual d'autre part.

Dans le granite porphyroïde les enclaves microgrenues sont variées et appartiennent à trois types :

- un type clair,
- un type sombre plagioclasique,
- un type sombre monzonitique.

Dans les roches microgrenues de la bordure, au contraire, les enclaves sont toutes semblables et appartiennent au type sombre plagioclasique.

Dans ces conditions on peut penser que les *enclaves sombres plagioclasiques* des deux faciès ont la même origine lointaine. Certes, les enclaves du granite présentent des teneurs en feldspath potassique plus élevées, mais ce minéral est pour une bonne part secondaire et développé métasomatiquement à partir du granite voisin.

Les enclaves microgrenues de ce type pourraient représenter les résidus d'injections magmatiques basiques, plus anciennes que le granite et disloquées par la venue magmatique de ce dernier.

Les *enclaves sombres monzonitiques* n'ont été trouvées jusqu'ici que dans le granite porphyroïde, les faciès de bordure microgrenus en paraissent dépourvus. Leur origine est, de ce fait, assez énigmatique. Par leur composition, dans laquelle s'associent beaucoup de feldspath potassique et des minéraux tels que plagioclase basique, pyroxène et amphibole, elles font penser à certains lamprophyres.

La présence d'agrégats amphiboliques dans la plupart de ces enclaves et celle, dans quelques échantillons seulement, de nodules quartzeux, militent en faveur de cette opinion. D. Métais (1960) a décrit dans les kersantites de la rade de Brest, la présence de « xénolithes quartzeux » en tous points analogues à ceux des enclaves des granites cévenols. Il s'agit en fait d'un phénomène très général dans les lamprophyres. Von Gümbel (1879) a proposé de désigner par Aschaffite les roches de ce type, riches en nodules quartzeux.

J'ai donc tendance à voir dans les enclaves sombres monzonitiques, les résidus d'injections lamprophyriques, plus anciennes que le granite et disloquées par sa mise en place.

J'ai consulté à ce sujet Mlle D. Métais qui a bien voulu examiner certaines de mes enclaves. A son avis ces dernières diffèrent profondément des lamprophyres classiques, en particulier par la nature de leur biotite et de leur amphibole et par leurs structures.

Ces différences peuvent peut-être s'expliquer par d'importantes recristallisations sous l'influence du granite environnant.

L'absence des enclaves monzonitiques dans les roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual, est évidemment bien difficile à expliquer. On peut penser à des conditions fortuites de la répartition primitive des roches qui leur ont donné naissance, ou au hasard des récoltes.

Quant aux *enclaves microgrenues claires*, qui ne se trouvent que dans le granite porphyroïde, il semble qu'on puisse les rapprocher des différents types de roches microgrenues observées en bordure du massif de l'Aigoual.

Il faut souligner en effet la similitude :

- de structure : les enclaves claires présentent des structures grenues fines, ou franchement microgrenues porphyriques, comme les roches de la bordure du massif de l'Aigoual, ou des apophyses du massif ;

- de composition minéralogique. La teneur en minéraux ferro-magnésiens oscille entre celle du granite porphyroïde (12 à 16 %) et celle des roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual qui, nous l'avons vu, est en général un peu plus forte que celle du granite. Leur teneur en feldspath potassique est variable, comprise entre celle du granite porphyroïde et celle des roches microgrenues de la bordure qui en sont presque totalement dépourvues.

Dans ces conditions on peut penser que les enclaves microgrenues claires représentent, au sein du granite, des résidus à peine modifiés de roches analogues à celles de la bordure de l'Aigoual.

2. — LES ENCLAVES DE CORNÉENNES.

DANS LE GRANITE PORPHYROÏDE.

Moins nombreuses que les enclaves microgrenues, les enclaves de cornéennes sont tout de même fréquentes dans les granites porphyroïdes de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron.

On en trouve un peu partout en faible quantité. Elles sont un peu plus nombreuses en bordure du massif, dans les quelques mètres proches du contact qu'elles ne le sont au centre.

En général elles sont de petite taille, quelques centimètres le plus souvent, rarement un ou deux décimètres. Leur forme polyédrique et leur texture rubanée permettent de les reconnaître facilement (photo 5, planche III). Il arrive, mais rarement, qu'elles présentent une forme arrondie.

Le contact entre le granite et ses enclaves de cornéennes est net. Souvent on observe une frange granitique plus claire autour d'elles, ce qui les rend encore plus facilement visibles. Il arrive aussi que le granite soit légèrement enrichi en biotite à leur contact. Parfois des veines feldspathiques, concordant avec la schistosité, se sont individualisées dans les cornéennes qui prennent alors un aspect presque gneissique. Ces veines sont constituées uniquement par de petits cristaux de feldspath alcalin micropéritique. On n'observe jamais de porphyroblaste feldspathique dans les cornéennes comme cela se produit fréquemment dans les enclaves microgrenues.

Il arrive que l'on trouve des enclaves de cornéennes dans des enclaves microgrenues. Le contact entre les deux types d'enclaves est alors parfaitement net.

Structure microscopique :

L'examen au microscope permet de différencier très nettement les enclaves de cornéennes des enclaves microgrenues.

Les cornéennes ont, en effet, l'aspect de roches métamorphiques typiques. Elles sont constituées par une association granoblastique de petits cristaux arrondis de quartz et de feldspaths (photo 5, planche IV).

La biotite s'y présente sous deux aspects : petites paillettes soulignant l'ancienne schistosité de la roche, et grands cristaux poecilites en travers de la schistosité.

Les types les plus riches en biotite ont un aspect presque gneissique et ils font transition avec les enclaves surmicacées.

Composition minéralogique :

La composition minéralogique varie naturellement d'une enclave à l'autre et, à l'intérieur d'une même enclave, d'un lit à l'autre. Elle est toujours extrêmement banale.

Les éléments dominants sont :

- le quartz en petits grains xénomorphes ;
- les plagioclases acides, peu ou pas mâclés, en partie séricitisés sous forme de petits cristaux arrondis ;
- la biotite, sous les deux aspects décrits plus haut.

On trouve en outre, accessoirement, quelques cristaux de tourmaline, sans doute d'origine pneumatolytique. La coloration en est irrégulière, partiellement brune et partiellement bleue.

Cette composition minéralogique permet de voir l'origine des enclaves de cornéennes dans la dislocation de niveaux quartzo-feldspathiques de la série des Schistes des Cévennes.

DANS LES ROCHES MICROGRENUES DE LA BORDURE.

Aucun caractère ne permet de distinguer les enclaves de cornéennes des roches microgrenues de la bordure de celles que nous avons décrites dans le granite porphyroïde.

Tout au plus peut on signaler qu'elles sont un peu plus fréquentes dans ces parties périphériques du massif qu'elles ne le sont au centre. Cependant, même au contact des Schistes des Cévennes, ces enclaves sont plus rares que les enclaves microgrenues.

ORIGINE DES ENCLAVES DE CORNÉENNES.

L'origine des enclaves de cornéennes est heureusement moins énigmatique que celle des enclaves microgrenues.

Leur structure et leur composition minéralogique permettent de reconnaître sans ambiguïté des fragments de certains niveaux de la série des Schistes des Cévennes.

Leur relative rareté est en accord avec la théorie exposée par D. de Waard (1949) sur la mise en place diapirique du granite de l'Aigoual. Le granite se serait avancé en fracturant les schistes de sa couverture et en soulevant leurs grands blocs disjoints. Seuls quelques petits fragments schisteux se seraient détachés lors de la phase de fracturation. Un aspect de brèche éruptive aurait au contraire fait penser à une mise en place par stopping.

La forme polyédrique et les angles généralement bien vifs des enclaves de cornéennes, tendent à prouver que ces fragments ne sont pas les résidus de blocs plus gros partiellement assimilés par le granite. L'absence de grands feldspaths, leur structure et leur composition minéralogique de cornéennes banales, montrent que le granite a essentiellement exercé sur elles un métamorphisme de contact topochimique.

Il est difficile de préciser les conditions de ce métamorphisme. La présence d'un peu d'amphibole dans certains échantillons permet cependant de les ranger dans le faciès minéralogique « Cornéenne à Hornblende » de W.S. Fyfe, F.J. Turner et J. Verhoogen.

3. — *LES ENCLAVES SURMICACÉES.*

DANS LE GRANITE PORPHYROÏDE.

Il n'existe pas de différence fondamentale entre les enclaves de cornéennes et les enclaves surmicacées. On peut même dire qu'il y a de nombreuses formes de transition entre les deux groupes.

Quand, dans une enclave de cornéenne, la teneur en biotite augmente, sa teinte s'assombrit. On remarque parallèlement que son contour devient moins anguleux et plus lenticulaire. On arrive ainsi aux enclaves surmicacées.

Les enclaves surmicacées les plus typiques sont caractérisées par une teinte très sombre, presque noire, une forme lenticulaire, et une taille réduite.

Le plus souvent ce sont des loupes de un à deux centimètres d'épaisseur, et de 5 à 10 centimètres de diamètre. Les plus grandes, exceptionnelles, atteignent une vingtaine de centimètres de diamètre.

On en trouve un peu partout. Peut-être sont elles un peu plus abondantes en bordure

du massif (lit du Gardon de Mialet au Pont des Abarines, ou lit du Gardon de Saint-Jean en amont de cette localité), qu'elles ne le sont au centre.

On n'observe jamais de grands cristaux de feldspath potassique dans ce type d'enclaves. Tout au plus trouve-t-on, dans certains échantillons, des niveaux de feldspath potassique entre des couches micacées. L'enclave surmicacée a alors un aspect presque gneissique.

Structure microscopique.

La structure de ces enclaves est assez confuse et difficile à définir. Elle se rapproche, en raison de la grande abondance de la biotite, du type lépidoblastique. Mais ce mica n'est pas disposé en couches bien parallèles, ses paillettes forment des amas plutôt désordonnés.

Entre les amas micacés on observe un peu de pâte granoblastique où s'associent du feldspath potassique, un peu de quartz, et éventuellement un peu de plagioclase.

Des amas de séricite, pseudomorphoses d'une ancienne cordiérite, ou des agrégats de divers minéraux alumineux s'observent d'autre part entre les amas micacés.

Composition minéralogique.

La composition minéralogique des enclaves surmicacées est plus originale que celle des enclaves de cornéennes.

- Le quartz y est rare, ou totalement absent.
- Le plagioclase, assez abondant dans les types les moins alumineux où il est représenté par de petites sections arrondies non mâclées et séricitisées à faible teneur en An, est par contre très rare dans les enclaves alumineuses où il est, en revanche, plus limpide, mieux mâclé, et beaucoup plus basique (An 50).
- Le feldspath potassique est souvent plus abondant que le plagioclase. Il se présente en cristaux xénomorphes, micropertitiques, qui forment parfois des lits bien individualisés.
- La biotite est le minéral le plus abondant. Ses grandes paillettes très colorées sont groupées en amas, souvent autour de grains de minerais.

D'autres minéraux expriment la richesse en alumine des enclaves surmicacées, ce sont :

- la cordiérite, en grandes sections xénomorphes, le plus souvent entièrement remplacée par des amas sériciteux ;
- le corindon, soit en isoscéloèdres (photo 6, planche IV), soit en amas de petits grains xénomorphes, parfois auréolés de séricite. Certains de ses cristaux sont nettement visibles à l'œil nu, ils ont une teinte gris-bleu. Au microscope, en lumière naturelle, ils sont en partie incolores, en partie tachés de bleu ;
- le spinelle, un pléonaste de couleur vert-bouteille, en minuscules octaèdres groupés en amas.

D'autres minéraux alumineux, moins courants que les précédents, ne se trouvent que dans certains échantillons :

- La sillimanite, en gerbes de fines aiguilles, coexiste avec le corindon, le spinelle et la cordiérite.
- L'andalousite n'est plus que résiduelle. On aperçoit souvent ses prismes dans les enclaves surmicacées, mais on constate au microscope, qu'ils sont presque entièrement remplacés par des agrégats de grains de corindon et de spinelle.

Les constituants accessoires des enclaves surmicacées sont la tourmaline et les minerais (marcassite, pyrrhotite, chalcopyrite).

Pour fixer les idées sur les proportions de ces différents constituants, voici les compositions modales de trois enclaves qui ont été choisies intentionnellement assez dissimilables :

	I	II	III
	Enclave surmicacée dans le granite de l'Aigoual (Les Rousses)	Enclave surmicacée dans le granite du Liron. Pont des Abarines (St-Jean-du-Gard)	Enclave surmicacée dans le granite du Saint-Guiral Les Laupiettes (Dourbies)
	x = 697,1 y = 208,4	x = 725,4 y = 204,0	x = 690,8 y = 198,7
Quartz.....	7,5	2,5	0,5
Feldsp. pot.....	2	2,5	8
Plagioclase.....	23	17	9
Biotite.....	66	60	66
Corindon.....	1,5	16	4
Spinelle.....	0	tr.	0,5
Cordiérite séricitisée....	tr.	2	5
Sillimanite.....	0	0	7
Andalousite.....	0	0	tr.

On peut être étonné, au premier abord, de voir coexister dans les enclaves surmicacées des minéraux tels que le quartz et le corindon, réputés incompatibles. En réalité leurs cristaux ne sont jamais contigus mais, au contraire, toujours séparés par d'autres minéraux. On peut donc penser, avec A. Harker (1939) qu'ils expriment des tendances chimiques extrêmement locales.

LES ENCLAVES SURMICACÉES DES ROCHES MICROGRENUES DE LA BORDURE.

Les roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual contiennent d'assez nombreuses enclaves surmicacées qui, par leurs conditions de gisement, leurs structures, leurs compositions minéralogiques sont très voisines des enclaves surmicacées du granite porphyroïde.

On en trouve un peu partout et même à l'intérieur des enclaves microgrenues basiques.

Comme dans le granite porphyroïde les enclaves surmicacées les plus typiques contiennent peu ou pas de quartz, peu de feldspath également (plagioclase et feldspath alcalin). Les types de transition avec les enclaves de cornéennes en contiennent davantage.

Le constituant le plus abondant est naturellement la biotite qui occupe le plus souvent plus de la moitié du volume de la roche.

On note encore la présence de minéraux alumineux :

- cordiérite, le plus souvent entièrement séricitisée,
- sillimanite, en gerbes de fines aiguilles, se développant parfois aux dépens de prismes d'andalousite résiduels,
- minuscules octaèdres de pléonaste vert,
- petits grains xénomorphes de corindon.

On trouve enfin, accessoirement, et surtout au cœur des amas micacés, quelques petits grains de minerais.

ORIGINE DES ENCLAVES SURMICACÉES.

La composition minéralogique des enclaves surmicacées, leur structure, l'existence de formes de transition avec les enclaves de cornéennes permettent de penser qu'elles dérivent, elles aussi, de la dislocation de certains niveaux de Schistes des Cévennes. On peut admettre que les niveaux quartzo-feldspathiques ont donné naissance aux enclaves de cornéennes, tandis que les niveaux plus phylliteux, ont été à l'origine des enclaves surmicacées.

On peut se demander, dans ces conditions, s'il faut continuer à désigner ces deux types d'enclaves par des noms différents. A cette question les arguments suivants permettent de répondre par l'affirmative.

Il y a, en premier lieu, intérêt à distinguer les enclaves par des termes purement descriptifs, faciles à utiliser sur le terrain.

Ces termes ne comportent pas d'implication génétique. Si dans les granites des Cévennes méridionales les enclaves surmicacées proviennent de fragments de schistes, il est par contre des régions où on peut envisager une autre origine. C'est ainsi que dans le granite de Montagny (Rhône) un travail inédit de S. Dürr (1960) a montré que des loupes surmicacées proviennent de fragments de roches éruptives basiques.

D'autre part, grouper sous le nom de cornéennes toutes les roches dérivant du métamorphisme de contact des Schistes des Cévennes serait abusif, car ce terme évoque un aspect bien particulier. Les auteurs anglais désignent d'ailleurs sous le nom de gneiss, certains produits du métamorphisme de contact largement cristallisés.

Selon A. Harker (1939) cet aspect gneissique particulier caractérise les plus hauts stades du métamorphisme de contact. Les associations minéralogiques que l'on observe dans les enclaves surmicacées confirment cette opinion. Il est intéressant de remarquer que seules les roches alumineuses ont permis l'apparition de cette structure et de cette composition caractéristique. Les enclaves de cornéennes quartzo-feldspathiques ayant un aspect absolument banal qui ne permet pas de soupçonner une intensité de métamorphisme exceptionnelle.

Le métamorphisme qui a affecté les enclaves surmicacées semble particulièrement intense. Outre leur aspect gneissique on peut signaler en effet, quelques indices importants.

Le remplacement de l'andalousite par la sillimanite, en présence de feldspath potassique, tel qu'il a été observé dans les lames minces, caractérise, selon A. Harker (1939) les plus hauts stades du métamorphisme. La formation de corindon présenterait une signification analogue dans les roches plus pauvres en silice.

Selon C.E. Tilley (cité par A. Harker, 1939) les associations minéralogiques suivantes :

- andalousite — cordiérite — corindon,
- cordiérite — corindon,
- cordiérite — corindon — spinelle,
- corindon — spinelle,

seraient les équivalents de l'association andalousite-cordiérite (classe 1 de Goldschmidt) dans les roches pauvres en silice, dépourvues de quartz.

On peut donc admettre que les enclaves surmicacées présentent des associations minéralogiques de haute température, caractéristiques du faciès « Cornéenne à Pyroxène ».

De prime abord il peut paraître étonnant que dans les mêmes massifs puissent coexister des enclaves de cornéennes du Faciès Cornéenne à Hornblende et des enclaves surmicacées du Faciès Cornéenne à Pyroxène. Cela s'explique facilement à la lumière des expériences de H.G.F. Winkler (1957 et 1958), qui ont montré que, sous une pression de 2 000 atmosphères le passage d'un faciès à l'autre se produisait à des températures variables, en rapport avec la nature des roches soumises au métamorphisme. La température de passage est comprise entre 600 et 760° C pour diverses argiles, elle s'élèverait jusqu'à 900° C pour certaines roches basiques.

On peut aussi se demander, en raison de leur composition minéralogique exceptionnelle, de leur aspect gneissique, de leur forme lenticulaire, si ces enclaves n'ont pas subi un début d'anatexie.

On sait en effet, grâce aux expériences de H.G.F. Winkler et H. Von Platen (1958), que la réalisation du Faciès Cornéenne à Pyroxène, précède de peu l'apparition d'un liquide granitique, produit par une fusion sélective, dite anatectique, des roches soumises au métamorphisme. J. Wyart et G. Sabatier (1959) ont confirmé ce résultat.

La présence dans certaines enclaves surmicacées des granites de l'Aigoual et du Saint-Guiral-Liron de lits granitoïdes formés principalement par du feldspath alcalin microperthitique et par un peu de quartz, semble confirmer cette idée. Ces lits clairs ont en effet la composition aplitique observée par H.G.F. Winkler dans les expériences d'anatexie peu poussée.

La frange leucocrate, composée essentiellement de feldspath alcalin et de quartz, visible à la périphérie de certaines enclaves alumineuses englobées dans des enclaves microgrenues sombres (photo 3, planche III) pourrait bien provenir du même phénomène.

4. — *LES SCHLIEREN MICACÉS.*

De loin en loin, assez rarement d'ailleurs, on observe dans le granite porphyroïde, de grandes traînées sombres, à contour assez flou, que l'on peut désigner sous le nom de schlieren micacés.

Longues de plusieurs mètres, ces zones se distinguent du granite porphyroïde normal, par leur richesse exceptionnelle en biotite. Comme le granite ces schlieren présentent de grands cristaux de feldspath potassique. Il arrive qu'elles contiennent de petites enclaves de cornéennes alumineuses.

Voici, à titre d'exemple, la composition minéralogique d'un échantillon prélevé sur la route N. 586 à 5,500 km de l'Espérou :

— Quartz.....	20 %
— Feldspath potassique	21 %
— Plagioclase	18 %
— Biotite	41 %

Par rapport au granite porphyroïde voisin, dont la composition a été donnée (quartz = 40 %, feldspath potassique = 24 %, plagioclase = 26 %, biotite = 10 %) le schlieren micacé apparaît donc essentiellement plus pauvre en quartz et plus riche en biotite.

L'apatite y est présente en faible quantité, sous forme de prismes courts comme dans le granite.

L'origine de ce type de roches est difficile à préciser. Il est possible qu'elles représentent dans le granite l'équivalent de certaines traînées sombres, à contour mal défini, présentes

dans les roches microgrenues de la bordure en des zones riches en enclaves microgrenues basiques et qui pourraient résulter d'une assimilation partielle de ces enclaves.

Nous verrons que l'étude chimique confirme cette opinion.

IV. — ÉTUDE CHIMIQUE DES GRANITES ET DE LEURS ENCLAVES

1. — LISTE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.

Les noms des communes dont proviennent les échantillons sont entre parenthèses.

Granite porphyroïde.

- 754 (*) Granite porphyroïde de l'Aigoual. Le Caumel, 300 m au N du village, sur la route de Cabrillac au Col des Salidès ; (Bassurels).
Analyse de Mlle J. Orliac, in A. Papon, 1958.
- 823 Granite porphyroïde du Saint-Guiral, au contact des schistes. La Valette ; (Valle-raugue).
Analyse de Mlle J. Orliac, 1958, in A. Papon, 1958.
- 831 Granite porphyroïde du Saint-Guiral. (Notre-Dame de la Rouvière).
Analyse de A. Papon, 1958, in A. Papon, 1958.
- 457 Granite porphyroïde du Liron, 2 km au NW de Saint-Jean-du-Gard sur N. 107 ; (Saint-Jean-du-Gard).
Analyse de P. Lapadu-Hargues, 1955, in A. Durandau, 1956.
- 470 Granite porphyroïde du Liron, 1 km au N de Sainte-Croix-de-Caderle ; (Sainte-Croix-de-Caderle).
Analyse de P. Lapadu-Hargues, in A. Durandau, 1956.

Roches microgrenues de la bordure des granites.

- 1041 Granite porphyroïde à grain fin. Vallée du Tarnon entre le Gazeiral et le Marquairès. (Bassurels), x = 701,0 , y = 208,60.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1048 Granite porphyroïde à grain fin. D. 199, La Brasque. (Les Rousses), x = 699,9 , y = 211,1.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 897 Granophyre. Carrière sur D. 19, près de la N. 107. (Bassurels), x = 702,1 , y = 209,2.
Analyse de A. Papon, 1958, in A. Papon, 1958.
- 898 Roche microgrenue sombre au contact des schistes. Embranchement D. 19-N. 107. (Bassurels), x = 702,1 , y = 209,3.
Analyse de A. Papon, 1958, in A. Papon, 1958.
- 995 Microgranite porphyrique, bordure septentrionale du Liron, 2 km à l'Est du Col de l'Asclier ; (L'Estréchure).
Analyse de Mlle J. Orliac, in G. Hottin, 1959.

(*) Numéro de l'analyse chimique dans le catalogue des analyses effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Roches filoniennes associées au granite.

- 752 Granite aplitique 1 km au Sud du Col de l'Asclier ; (Notre-Dame de la Rouvière).
Analyse de Mlle J. Orliac, 1957, in A. Papon, 1958.
- 994 Microgranite en filon dans les schistes, S-E de Saint-Roman-de-Codières.
Analyse de Mlle S. Pignide, 1958, in G. Hottin, 1959.
- 1104 Kersantite. Filon dans les Schistes des Cévennes. N. 107, 9 km en amont de Florac
dans la vallée du Tarnon. (Saint-Laurent-de-Trèves), x = 700,1 , y = 220,2.
Analyse de P. Lapadu-Hargues, 1959.
- 1204 Kersantite, château de Bussas, près de Saint-Jean-du-Gard. (L'Estréchure),
x = 717,8 , y = 201,4.
Analyse de P. Lapadu-Hargues, 1959.

Enclaves microgrenues.

- 1034 Enclave microgrenue sombre plagioclasique dans granophyre. Carrière sur route
D. 19 près de l'embranchement de la N. 107. (Bassurels), x = 702,1 , y = 209,2.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1047 Enclave microgrenue plagioclasique très sombre dans granite porphyroïde à grain
fin (1041). (Bassurels), x = 701,0 , y = 208,6.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1052 Enclave microgrenue plagioclasique très sombre dans granite porphyroïde à grain
fin (1048). (Les Rousses), x = 699,9 , y = 211,1.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1040 Enclave microgrenue plagioclasique très sombre, dans granophyre. Carrière de la
D. 19 près de la N. 107. (Bassurels), x = 702,1 , y = 209,2.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1680 Enclave microgrenue plagioclasique très sombre, dans granite porphyroïde de
Saint-Guiral, N. 586 à 5,500 km de l'Espérou. (Saint-Sauveur-des-Pourcils),
x = 694,6 , y = 200,3.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1076 Enclave microgrenue monzonitique sombre, tâchetée de vert, dans granite por-
phyroïde du Saint-Guiral, route D. 151 à 4,200 km de l'Espérou. (Dourbies),
x = 695,0 , y = 198,1.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1696 Enclave microgrenue monzonitique sombre, tâchetée de vert, dans granite por-
phyroïde du Saint-Guiral ; route N. 586 à 5,500 km de L'Espérou. (Saint-
Sauveur-des-Pourcils), x = 694,6 , y = 198,1.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1066 Enclave monzonitique sombre, à grain fin, tâchetée de vert, dans granite por-
phyroïde du Liron. Lit du Gardon de Mialet, au Pont des Abarines. (Saint-
Jean-du-Gard), x = 725,4 , y = 204,4.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1053 Enclave grenue à grain fin, de couleur grise, dans granite porphyroïde du Saint-
Guiral, D. 151 à 4,200 km de L'Espérou. (Dourbies), x = 695,0 , y = 198,1.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

- 1063 Enclave grenue à grain fin, de couleur gris clair, dans granite porphyroïde du Saint-Guiral, embranchement D. 299 sur D. 151. (Dourbies), x = 690,4 , y = 198,4.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1679 Enclave grenue à grain fin, de couleur gris clair, porphyrique. Maison Forestière des Oubrets, massif de l'Aigoual. (Meyrueis), x = 695,1 , y = 105,6.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1690 Enclave grenue à grain fin, de couleur gris clair, dans granite porphyroïde du Saint-Guiral. N. 586 à 5,500 km de L'Espérou. (Saint-Sauveur-des-Pourcils), x = 694,6 , y = 198,1.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1691 Enclave microgrenue, gris clair, porphyrique dans granite porphyroïde du Saint-Guiral, route D. 548 près plaque commémorative des Eaux et Forêts. (Arphy), x = 699,4 , y = 194,7.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1692 Enclave grenue à grain fin, de couleur gris clair, dans granite porphyroïde du Saint-Guiral. Embranchement de la D. 299, sur la D. 151. (Dourbies), x = 690,4 , y = 198,4.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1693 Enclave grenue à grain fin, de couleur grise, dans granite porphyroïde du Saint-Guiral. Lit de la Dourbie sous le pont de la D. 299. (Dourbies), x = 690,5 , y = 198,5.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1697 Enclave microgrenue porphyrique, de couleur grise dans granite porphyroïde du Saint-Guiral, D. 272 près de Saint-Martin. (Bréau et Salagosse), x = 697,5 , y = 191,6.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.

Schlieren micacé.

- 1702 Grand schlieren micacé (plusieurs mètres de long, 1 mètre de large) dans granite porphyroïde du Saint-Guiral. N. 586 à 5,500 km de L'Espérou. (Saint-Sauveur-des-Pourcils), x = 694,6 , y = 198,1.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.

Enclaves de cornéennes et enclaves surmicacées.

- 1677 Enclave de cornéenne quartzo-feldspathique avec un peu de corindon. Granite de l'Aigoual, Cabrillac. (Les Rousses), x = 697,2 , y = 208,4.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.
- 1678 Enclave surmicacée très alumineuse, à corindon et sillimanite. Massif du Saint-Guiral, D. 151. Les Laupiettes. (Dourbies), x = 690,8 , y = 198,7.
Analyse de Mlle J. Orliac, 1961.

Schistes des Cévennes.

- 724 Schistes des Cévennes à 3 km de Barre-des-Cévennes en venant de Sainte-Croix-Vallée-Française. (Barre-des-Cévennes).
Analyse de P. Lapadu-Hargues, 1957, in A. Papon, 1958.
- 753 Schistes des Cévennes, en bordure du granite du Saint-Guiral ; La Valette. (Valle-raugues).
Analyse de Mlle J. Orliac, 1957, in A. Papon, 1958.

2. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGE D'OXYDES.*

Paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et paramètres de Niggli.

Types de roches		Granite porphyroïde					Roches microgrenues de bordure				
N° des analyses		754	823	831	457	470	1041	1048	897	898	995
SiO ₂		65,25	68,90	69,10	64,20	67,10	68,35	65,70	69,75	68,50	70,10
Al ₂ O ₃		12,90	15,20	15,95	16,30	15,80	15,05	14,75	16,45	12,85	15,30
Fe ₂ O ₃		2,10	0,55	1,10	2,00	1,05	0,40	1,15	0,90	4,35	0,90
FeO		4,70	2,50	1,80	2,95	2,20	2,85	3,20	2,60	3,35	1,85
MgO		3,40	1,75	2,50	2,95	1,60	1,95	3,10	1,50	2,35	1,70
CaO		2,35	1,45	1,15	2,00	2,15	1,80	2,25	1,20	2,55	1,05
Na ₂ O		2,50	3,10	2,60	2,60	3,95	3,10	2,80	2,90	3,00	2,75
K ₂ O		4,00	4,75	4,50	4,90	4,50	5,05	4,85	3,10	3,15	4,20
TiO ₂		0,80	0,35	0,10	0,25	0,20	0,50	0,45	0,25	0,35	0,30
P ₂ O ₅		0,35	0,15	0,05	n.d.	n. d.	0,25	0,40	0,25	0,05	0,20
MnO		0,05	0,05	tr.	0,05	0,05	tr.	0,05	tr.	tr.	0,05
H ₂ O ⁺		0,75	0,30	1,30	0,85	0,65	0,45	0,70	0,35	0,05	1,10
H ₂ O ⁻		0,15	0,35	0,20	0,15	0,10	0,25	0,10	0,85	0,30	0,20
Total		99,30	99,40	100,45	99,20	99,35	100,00	99,50	100,10	100,35	99,70
C.I.P.W.- Lacroix	p	II	I (II)	I (II)	I (II)	I'	I (II)	I (II)	I (II)	'II	I'
	q	4	4	(3) 4	4	4	4	4	4	(3) 4	3 (4)
	r	2	2	2	2	2	2	2	2	2'	(1) 2
	s	3	3	'3	3	3'	3	3	3	3'	3
Paramètres de Niggli	si	254	316	313	248	286	303	262	343	282	343
	al	30	41	43	37	40	39	35	47	30	44
	fm	41	24	27	33	22	25	33	23	39	24
	c	10	7	5	8	10	9	10	6	11	6
	alc	19	28	25	22	28	27	23	24	24	26
	k	0,52	0,50	0,57	0,55	0,43	0,51	0,54	0,41	0,41	0,50
	mg ...	0,48	0,50	0,61	0,52	0,47	0,52	0,57	0,48	0,37	0,52

- Suite des résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentage d'oxydes.

Types de roches		Roches filoniennes				Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques			
N° des analyses		752	994	1104	1204	1034	1047	1052	1040 1680
SiO ₂		75,10	68,80	59,85	57,95	63,85	54,50	60,70	58,20 58,20
Al ₂ O ₃		14,05	16,80	16,75	14,65	15,05	17,15	15,45	14,20 17,20
Fe ₂ O ₃		0,85	0,60	1,10	1,60	0,75	0,90	1,00	1,10 1,80
FeO		0,90	2,10	4,65	3,60	4,45	7,30	4,80	6,35 4,40
MgO		0,20	1,65	3,65	6,90	4,05	7,65	5,15	8,85 3,75
CaO		0,45	1,55	2,10	3,10	2,20	3,60	3,50	2,30 2,05
Na ₂ O		3,15	3,25	2,65	2,85	2,85	2,10	2,50	2,55 3,65
K ₂ O		4,45	5,20	4,00	6,50	4,15	3,75	4,35	3,85 5,00
TiO ₂		0,50	0,25	0,50	0,80	0,65	1,10	0,80	1,00 1,00
P ₂ O ₅		tr.	tr.	0,30	0,30	0,50	0,55	0,50	0,65 0,35
MnO		tr.	tr.	0,05	0,05	tr.	0,10	0,10	0,10 0,10
SO ₂				0,40					
H ₂ O ⁺		0,45	0,40	2,75	2,00	1,00	1,00	0,85	0,70 1,80
H ₂ O ⁻		0,05	0,15	0,20	0,05	0,20	0,00	0,15	0,10 0,30
Total		99,70	100,75	98,95	100,35	99,70	99,70	99,85	99,95 99,40
C.I.P.W.- Lacroix	p	I	I'	II	II	II	II (III)	II	II (III) II
	q	3'	4	4	5	4	(4) 5	4'	4 (5) '5
	r	1'	2	2	2	2	'3	2 (3)	2 2
	s	3	3	3	(2) 3	3	3	3	3 3
Paramètres de Niggli	si	460	303	218	173	237	148	201	165 195
	al	51	44	36	26	33	28	30	24 34
	fm	10	21	37	43	38	50	41	55 36
	c	3	7	8,5	10	9	10	12	7 7
	alc	36	28	18,5	21	20	12	17	14 23
	k	0,48	0,51	0,50	0,60	0,49	0,53	0,54	0,50 0,47
	mg	0,18	0,53	0,53	0,71	0,58	0,60	0,61	0,68 0,53

— Suite des résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentage d'oxydes.

Types de roches	Enclaves microgrenues sombres monzonitiques			Enclaves microgrenues claires							
N° des analys.	1076	1696	1066	1053	1063	1679	1690	1691	1692	1693	1697
SiO ₂ .	57,05	56,50	57,70	63,60	62,40	67,30	61,50	65,15	60,50	62,00	66,40
Al ₂ O ₃ .	15,45	14,30	15,70	16,75	17,35	15,40	18,70	16,10	18,15	15,20	15,20
Fe ₂ O ₃ .	1,30	1,70	1,85	1,10	0,70	0,55	0,65	0,60	1,35	1,10	0,65
FeO .	4,80	4,95	4,15	3,70	4,00	2,35	2,55	2,90	3,70	3,80	3,05
MgO .	7,15	6,75	5,05	3,20	2,85	1,50	2,30	2,30	3,60	4,20	2,20
CaO .	3,85	4,80	3,80	2,75	1,70	1,40	1,80	1,85	1,80	3,20	2,20
Na ₂ O	2,45	2,75	3,00	4,10	4,90	2,95	2,90	2,65	4,55	2,70	2,95
K ₂ O .	5,80	6,25	5,80	2,90	3,00	6,70	8,50	6,90	3,05	6,10	5,75
TiO ₂ .	0,70	0,80	0,85	0,70	0,65	0,55	0,40	0,45	0,70	0,75	0,30
P ₂ O ₅ .	0,40	0,50	0,55	0,35	0,30	0,35	0,55	0,55	0,35	0,45	0,40
MnO .	0,05	0,15	0,10	0,05	tr.	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺ .	0,50	0,35	1,00	0,65	1,80	1,05	0,20	0,50	1,80	0,90	0,40
H ₂ O ⁻ .	0,00	0,30	0,00	0,25	0,45	0,05	0,05	0,05	0,55	0,10	0,30
Total. .	99,50	100,10	99,55	100,10	100,10	100,20	100,20	100,10	100,20	100,60	99,90
C.I.P.W.- Lacroix	p	II	II'	II	'II	'II	I'	I (II)	(I) II	'II	II
	q	5	5	5	4'	4'	4'	5	4'	4'	(4) 5
	r	2'	2	2	2	2	(1) 2	(1) 2	(1) 2	2	2
	s	(2) 3	(2) 3	'3	'4	4	(2) 3	2'	(2) 3	4	(2) 3
Paramètres de Niggli	si .	163	158	178	246	233	303	227	263	213	213
	al .	26	24	29	36	38	41	41	38	37	31
	fm	45	44	38	32	30	20	22	26	33	35
	c... alc.	12	14	13	11	7	7	7	8	7	12
	k .	7	18	20	21	25	32	30	28	23	22
	mg	0,61	0,60	0,55	0,32	0,28	0,60	0,66	0,63	0,30	0,60
	0,68	0,65	0,61	0,55	0,32	0,49	0,56	0,55	0,57	0,61	0,52

- Suite des résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes.

Types de roches	Schlieren micacé	Enclaves de cornéennes		Schistes des Cévennes	
N ^o des analyses	1702	1677	1678	724	753
SiO ₂	60,25	52,00	41,65	60,45	54,30
Al ₂ O ₃	13,65	21,55	31,10	20,05	22,15
Fe ₂ O ₃	2,10	1,25	1,60	2,55	2,65
FeO	6,15	6,05	8,45	4,30	4,00
MgO	4,65	4,00	4,10	2,55	2,85
CaO	2,25	2,00	0,85	0,00	0,90
Na ₂ O	2,05	2,90	1,45	1,15	2,55
K ₂ O	6,70	8,40	8,20	3,75	4,15
TiO ₂	0,85	0,80	1,00	0,45	0,80
P ₂ O ₅	0,50	0,20	0,25	0,05	0,15
MnO	0,15	0,10	0,10	0,15	0,05
H ₂ O+	0,50	1,00	1,20	3,75	4,70
H ₂ O-	0,20	0,20	0,15	0,35	0,10
Total	100,00	100,45	100,10	99,55	99,30
C.I.P.W.-Lacroix					
p	II				
q	(4) 5				
r	2				
s	2'				
Paramètres de Niggli					
si	197				
al	26				
fm	46				
c	8				
alc	20				
k	0,68				
mg	0,50				

3. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES IONIQUES.*

Types de roches	Granite porphyroïde					Roches microgrenues de bordure				
N ^o des analyses	754	823	831	457	470	1041	1048	897	898	995
Si	62,5	64,9	65,1	60,8	62,8	64,2	62,0	66,2	64,8	66,6
Al	14,5	16,8	17,7	18,2	17,4	16,6	16,4	18,2	13,8	17,1
Fe ⁺³	1,5	0,5	0,8	1,5	0,8	0,3	0,8	0,7	3,1	0,7
Fe ⁺²	3,7	2,0	1,4	2,3	1,7	2,2	2,5	2,1	2,6	1,5
Mg	4,9	2,5	3,5	4,2	2,3	2,8	4,4	2,1	3,4	2,4
Ca	2,4	1,5	1,1	2,0	2,1	1,8	2,3	1,2	2,6	1,1
Na	4,6	5,7	4,8	4,8	7,2	5,6	5,1	5,4	5,5	5,1
K	4,9	5,7	5,4	5,9	5,4	6,0	5,9	3,8	3,8	5,1
Ti	0,6	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
P	0,3	0,1	0,1			0,2	0,3	0,2	0,1	0,1
Mn	0,1	0,1		0,1	0,1		0,1			0,1
Total des cations..	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,1	99,9	100,0
O	164,4	167,4	165,4	162,8	163,8	166,1	164,0	170,7	168,9	167,3
OH	4,8	1,9	8,1	5,3	4,0	2,8	4,4	2,2	0,3	7,0
Total des anions .	169,2	169,3	173,5	168,1	167,8	168,9	168,4	172,9	169,2	174,3

— Suite des analyses chimiques exprimées en pourcentages ioniques.

Types de roches	Roches filoniennes				Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques				
N ^o des analyses	752	994	1104	1204	1034	1047	1052	1040	1680
Si	71,1	63,7	58,2	53,7	60,2	50,8	56,9	53,8	54,8
Al	15,7	18,3	19,1	16,1	16,6	19,0	17,1	15,4	19,2
Fe ⁺³	0,6	0,4	0,8	1,1	0,6	0,7	0,7	0,8	1,2
Fe ⁺²	0,7	1,6	3,7	2,8	3,5	5,7	3,8	4,9	3,5
Mg	0,3	2,3	5,3	9,6	5,7	10,7	7,2	12,3	5,3
Ca	0,5	1,6	2,2	3,1	2,2	3,6	3,5	2,3	2,1
Na	5,7	5,8	5,0	5,1	5,2	3,8	4,5	4,6	6,7
K	5,3	6,1	5,0	7,7	5,1	4,4	5,3	4,6	6,0
Ti	0,1	0,2	0,3	0,6	0,5	0,8	0,6	0,7	0,7
P			0,2	0,2	0,5	0,4	0,4	0,6	0,3
Mn			0,1	0,1		0,1	0,1	0,1	0,1
Total des cations.....	100,0	100,0	99,9	100,1	100,1	100,0	100,1	100,1	99,9
O	173,3	166,1	154,8	150,6	161,6	155,0	159,5	156,8	154,2
OH	2,8	2,4	17,7	12,4	6,3	6,3	5,3	4,3	11,3
Total des anions	175,1	168,5	172,5	163,0	167,9	161,3	164,8	161,1	165,5

— Suite des analyses chimiques exprimées en pourcentages ioniques.

Types de roches	Enclaves microgrenues sombres monzonitiques			Enclaves microgrenues claires								
	N° des analyses	1076	1696	1066	1053	1063	1679	1690	1691	1692	1693	1697
Si	52,8	52,1	53,9	59,1	58,4	63,4	56,6	60,8	56,7	57,6	62,2	
Al.....	16,7	15,5	17,3	18,4	19,2	17,0	20,2	17,7	19,9	16,6	16,7	
Fe ⁺³	0,9	1,2	1,2	0,8	0,4	0,3	0,4	0,4	0,9	0,8	0,4	
Fe ⁺²	3,7	3,8	3,3	2,8	3,1	1,8	1,9	2,2	2,9	2,9	2,4	
Mg	9,9	9,3	7,1	4,5	4,0	2,1	3,1	3,2	5,9	3,9	5,1	
Ca	3,8	4,8	3,8	2,7	1,7	1,4	1,8	1,8	1,8	3,2	2,2	
Na	4,4	4,9	5,4	7,4	8,9	5,3	5,2	4,8	8,2	4,9	5,4	
K	6,9	7,3	7,0	3,5	3,6	8,0	9,9	8,2	3,6	7,2	7,0	
Ti	0,5	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,5	0,2	
P	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1		0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Total des cations ...	100,0	100,0	100,1	100,1	99,9	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	
O	155,3	154,5	155,1	162,3	157,1	162,8	159,7	162,7	156,5	158,4	164,1	
OH	3,1	2,1	6,3	4,0	11,2	6,5	1,2	3,1	11,3	5,6	2,5	
Total des anions	158,4	156,6	161,4	166,3	168,3	169,3	160,9	165,8	167,8	164,0	166,6	

— Suite des analyses chimiques exprimées en pourcentages ioniques.

Types de roches	Schlieren	Enclaves de cornéennes		Schistes des Cévennes	
N° des analyses	1702	1677	1678	724	753
Si	56,8	47,9	38,6	60,0	53,2
Al.....	15,2	23,3	34,0	23,3	25,6
Fe ⁺³	1,5	0,9	1,1	1,9	1,9
Fe ⁺²	4,8	4,6	6,5	3,6	3,3
Mg	6,6	5,5	5,7	3,8	4,2
Ca	2,3	2,0	0,8	0,0	0,9
Na	3,7	5,2	2,6	2,1	4,8
K	8,0	9,8	9,7	4,6	5,2
Ti	0,6	0,6	0,7	0,4	0,6
P	0,5	0,1	0,2	0,1	0,2
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Total des cations	101,1	100,0	100,0	99,9	100,0
O	159,0	150,1	147,4	157,4	153,3
OH	3,2	6,1	7,4	24,8	30,6
Total des anions	162,2	156,2	154,8	182,2	183,9

4. — DISCUSSION DES RÉSULTATS ET TENTATIVE D'INTERPRÉTATION.

Comparaison des granites porphyroïdes et des différentes roches microgrenues de bordure.

Les cinq analyses de granites porphyroïdes donnent des valeurs assez homogènes. Le granite de l'Aigoual 754 paraît toutefois un peu plus riche en Fe, Mg et Ca que son voisin du Saint-Guiral-Liron. Ceci s'accorde parfaitement avec les résultats des analyses modales qui ont montré que l'Aigoual est un peu plus riche en minéraux colorés. D'autre part, l'Aigoual semble un peu plus pauvre en Al et en alcalins que le massif voisin.

Il se peut d'ailleurs que l'échantillon 754 présente une composition chimique un peu aberrante puisqu'on peut constater par ailleurs que les granites porphyroïdes à grain fin 1041 et 1048 prélevés au Nord de l'Aigoual sont assez voisins du granite du Saint-Guiral-Liron.

Par rapport aux diverses compositions des granites porphyroïdes le granophyre 897 du Col des Salidès se distingue par des teneurs en éléments cafémiques légèrement plus faibles et surtout par une teneur en potasse beaucoup moins importante.

Le faciès de bordure microgrenu et sombre 898 est, comme on pouvait le prévoir, un peu plus riche en Fe, Mg et Ca, sa teneur en potasse est la même que celle du granophyre, donc inférieure à celle du granite. Sa teneur en Al est en outre relativement faible.

Par rapport aux diverses compositions des granites porphyroïdes du Saint-Guiral-Liron, le faciès de bordure microgrenu de ce massif 995 a une composition assez banale. Peut être est-il un peu plus leucocrate et un peu moins potassique que le granite porphyroïde typique, mais il ne s'agit là que de détails.

De tout ceci on peut retenir essentiellement le *caractère moins potassique des roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual*. En admettant que leur structure particulière soit due à leur position, et à un refroidissement plus rapide, on est conduit à penser que l'intrusion magmatique primaire n'a apporté qu'assez peu de K (les deux tiers environ) et qu'une bonne part du potassium fut d'origine tardive.

On peut aussi imaginer, qu'à partir d'un magma initial assez fortement potassique, un processus de cristallisation fractionnée ait séparé des zones de bordure à cristallisation rapide, riches en plagioclase et en minéraux ferro-magnésiens et des jus résiduels plus potassiques qui se seraient concentrés au centre du massif.

Caractères chimiques dominant des roches filoniennes satellites du granite.

Comme à l'accoutumée le granite aplitique tardif 752 se distingue du granite porphyroïde principal par une teneur en Si plus forte et par des teneurs en Fe, Mg, Ca moins élevées. K et Na s'y trouvent dans les mêmes proportions.

Le microgranite 994 est très voisin du granite porphyroïde, les teneurs en K et Na en particulier sont à peu près semblables dans les deux types de roches, distinguant ce microgranite filonien des roches microgrenues de bordure.

Les filons de kersantite 1104 et 1204 se distinguent du granite par deux traits essentiels, faible teneur en Si, très forte teneur en Mg. Dans le détail on peut remarquer en outre que les lamprophyres ont des teneurs en Fe, Ca et K assez élevées.

Caractères chimiques des enclaves microgrenues et comparaison avec le granite porphyroïde.

Au cours de la description pétrographique les enclaves microgrenues ont été réparties en quatre groupes :

- enclaves sombres plagioclasiques des roches microgrenues de la bordure de l'Aigoual : 1034 - 1047 - 1052 - 1040,
- enclaves sombres, plagioclasiques du granite : 1680,
- enclaves sombres monzonitiques : 1076 - 1696 - 1066,
- enclaves microgrenues claires (toutes les autres).

Les enclaves sombres plagioclasiques des roches microgrenues sont caractérisées, par rapport aux roches qui les entourent, par des teneurs généralement plus élevées en Fe, Mg, Ca. La différence se fait principalement sentir sur Mg. D'autre part, les enclaves sont toutes plus pauvres en silice que la roche encaissante. Les teneurs en Na et K des enclaves sont parfois plus faibles (1047/1041, 1052/1048) mais il arrive aussi que Na et K se comportent différemment (les enclaves 1034 et 1040 sont plus pauvres en Na et plus riches en K que le granophyre 897).

L'enclave sombre plagioclasique 1680 présente, par rapport au granite porphyroïde du Saint-Guiral, une position analogue. Plus de Fe, Mg, Ca et moins de Si, autant sinon plus d'alcalins.

Les enclaves sombres monzonitiques (1076, 1696, 1066) sont caractérisées par rapport au granite par des teneurs en silice beaucoup plus faibles compensées par une grande richesse en Fe, Mg, Ca, Ti et P d'une part, et une teneur un peu plus élevée en K. Leurs trois caractères essentiels : pauvreté en silice, grande richesse en Mg, teneur élevée en K indiquent une parenté chimique très nette avec les lamprophyres. Nous reviendrons sur ce point.

Les enclaves microgrenues claires (1053, 1063, 1679, 1690, 1681, 1692, 1693, 1697) constituent un vaste groupe, défini simplement en fonction d'une teneur peu élevée en minéraux ferro-magnésiens, mais qui présente tous les intermédiaires entre des types franchement calco-alcalins et des types aussi alcalins que le granite lui-même, sinon plus alcalins.

Les analyses chimiques traduisent cette diversité ; dans l'ensemble leur teneurs en Si sont un peu plus faibles que celles du granite. Toutefois certains types (1679, 1697) sont aussi siliceux que le granite. Les teneurs en Al sont égales à celles du granite ou à peine plus fortes.

Les enclaves microgrenues claires contiennent dans l'ensemble un peu plus de Fe, Mg, Ca que le granite, mais certains types s'en rapprochent considérablement.

Elles contiennent au moins autant de Na que le granite, sinon beaucoup plus.

Les teneurs en potasse varient considérablement, comme le laissait prévoir la grande variabilité de l'indice feldspathique. Certains types pauvres en K, en contiennent beaucoup moins que le granite, d'autres plus riches ont des teneurs plus fortes que lui.

Dans l'ensemble les enclaves microgrenues claires sont très proches du granite porphyroïde d'une part, et des roches microgrenues de bordure d'autre part.

Caractères chimiques des enclaves de cornéennes et enclaves surmicacées.

Nous avons vu que les enclaves de cornéennes et les enclaves surmicacées proviennent de fragments de Schistes des Cévennes englobés dans le granite et soumis à son métamorphisme. Les enclaves de cornéennes proviennent de niveaux riches en quartz et feldspath, les enclaves surmicacées de niveaux riches en micas et en minéraux alumineux.

Il est cependant assez difficile de comparer les compositions chimiques de l'enclave

de cornéenne 1677 ou de l'enclave surmicacée 1678 avec des compositions de roches de la série des Schistes des Cévennes, car rien n'assure que le fragment étudié dérive initialement d'un niveau schisteux de composition connue. La série des Schistes des Cévennes, bien qu'assez monotone, n'en comporte pas moins des roches de compositions variées.

Ces réserves étant faites, les enclaves 1677 et 1678 comparées aux Schistes des Cévennes 724 et 753 paraissent dans l'ensemble :

- plus pauvres en Si,
- légèrement plus riches en Fe, Mg, Ca,
- plus riches surtout en K.

L'enclave surmicacée 1678 semble, en outre, remarquablement plus riche en Al.

Evidemment, on ne saurait assurer que ces différences chimiques correspondent à des modifications de composition subies au cours du métamorphisme. On peut facilement admettre que les Schistes des Cévennes puissent comporter des niveaux assez alumineux pour donner naissance aux enclaves observées.

C'est ainsi qu'un échantillon de schiste sériciteux, récolté par M. Roques dans la vallée du Lot, entre Entraygues et Grand-Vabre (analyse N° 80 par Mlle Chabrol en 1941) a donné une composition assez voisine de celle de la cornéenne 753 :

SiO ₂	43,3
Al ₂ O ₃	35,4
Fe ₂ O ₃	1,25
FeO	3,04
MgO	1,5
CaO	1,0
Na ₂ O	0,77
K ₂ O	8,3
TiO ₂	2,0
P ₂ O ₅	tr.
MnO	0,16
H ₂ O ⁺	3,4
H ₂ O ⁻	0,1
Total	100,22

On peut donc imaginer assez facilement une origine par métamorphisme topochimique pour les enclaves de cornéennes alumineuses.

Pourtant les caractères pétrographiques des enclaves surmicacées, en particulier la ségrégation bien nette entre les lits micacés, et les lits de feldspath alcalin, dont résulte un aspect extérieur presque gneissique, les teneurs exceptionnellement fortes en micas et en minéraux alumineux, empêchent d'abandonner tout à fait l'idée d'un métamorphisme ayant modifié la composition chimique.

On pourrait alors envisager que certains niveaux de la série des Schistes des Cévennes, de composition particulière, ont subi une anatexie différentielle. Les enclaves surmicacées représenteraient le résidu réfractaire au terme de cette anatexie. Nous verrons que les résultats des analyses spectrographiques ne s'opposent pas à cette théorie.

Caractères chimiques des schlieren micacés.

Les schlieren micacés se distinguent du granite par :

- des teneurs plus faibles en Si et Na,
- des teneurs plus fortes en Ca, Fe, Mg et K.

Ceci leur confère évidemment une certaine parenté chimique avec certaines enclaves microgrenues sombres.

5. *ÉTUDE DE LA RÉPARTITION DE QUELQUES OLIGO-ÉLÉMENTS DANS LES GRANITES ET LEURS ENCLAVES.*

— Voici d'abord les *résultats des analyses* spectrographiques de Mme C. Jamond, ainsi que ceux des dosages fluorimétriques de l'uranium effectués par Mme E. Gamot-Cicéri. Les teneurs sont exprimées en ppm. (parties par million).

Types de roches	Granite porphyroïde					Roches microgrenues de bordure				
N° des analyses chimiques correspondantes	754	823	831	457	470	1041	1048	897	898	995
Ni	28	22	24	26	19	31	55	19	21	23
Cr.	120	61	64	115	78	58	76	59	64	65
Cu	26	13	17	43	67	26	38	12	15	17
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	tr.	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	15	17	82	24	15	15	11	12	9	9
Pb	16	31	16	19	26	33	20	16	15	18
U	14	8	39	9,5	10	11	9,5	9,5	13,5	9,5

Types de roches	Roches filoniennes					Enclaves microgrenues sombres {plagioclasiques			
N° des analyses chimiques correspondantes	752	994	1104	1204	1034	1040	1047	1052	1680
Ni	21	20	28	341	25	101	204	108	45
Cr.....	43	69	129	700	176	917	987	236	188
Cu	8	10	87	36	26	64	87	24	23
Mo	0	0	0	0	0	0	tr.	0	0
Ag	0	tr.	tr.	tr.	0	0	tr.	0	0
Sn	48	9	8	27	21	15	24	16	38
Pb	48	30	36	22	13	11	10	16	12
U	21	12	5,5	13,5	19,5	10,5	7,5	11	14,5

— Suite de l'étude de la répartition de quelques oligoéléments dans les granites et leurs enclaves.

Types de roches	Enclaves microgrenues sombres monzonitiques			Enclaves microgrenues claires								
	N° des analyses chimiques correspondantes	1076	1696	1066	1053	1063	1679	1690	1691	1692	1693	1697
Ni	92	74	98	69	38	25	25	32	31	28	24	
Cr.....	336	637	436	59	50	58	62	83	118	282	103	
Cu	32	26	35	17	23	21	17	18	29	27	16	
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ag	0	tr.	tr.	0	0	0	0	0	0	0	0	
Sn	12	27	16	17	24	20	22	30	644	26	14	
Pb	56	53	39	16	16	17	90	79	21	16	36	
U	6	9	5	5,5	13	5	16	9	16	10	12,5	

Types de roches	Schlieren	Enclaves de cornéennes		Schistes des Cévennes	
N° des analyses chimiques correspondantes	1702	1677	1678	724	753
Ni	46	98	143	38	21
Cr.....	293	243	692	180	293
Cu	19	62	101	76	59
Mo	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	tr.	0
Sn	47	14	17	11	12
Pb	30	67	106	12	14
U	46	4,5	4,2	2	4,5

Discussion des résultats.

Parmi les 8 éléments ayant fait l'objet de dosages, deux sont totalement absents : l'argent et le molybdène. Par contre : nickel, chrome, cuivre, étain, plomb et uranium sont mieux représentés.

Ni. — Les teneurs en nickel varient dans de vastes proportions de 19 à 341 ppm.

Les granites, leurs faciès microgrenus de bordure, leur cortège de filons acides et leurs enclaves microgrenues claires en contiennent peu : de 20 à 30 ppm. Par contre les lamprophyres et les enclaves microgrenues basiques des granites présentent des teneurs beaucoup plus élevées. On note une différence importante entre les Schistes des Cévennes et les enclaves de cornéennes du granite, il y a peut être eu une concentration du nickel dans les enclaves de cornéennes.

Cr. — Le chrome est tout aussi intéressant. Il varie de 43 à 987 ppm. Les variations vont dans le même sens que celles du nickel. Les granites, leur faciès microgrenus de bordures, les roches filoniennes acides et la plupart des enclaves microgrenues claires contiennent moins de 100 ppm de chrome. Les lamprophyres et les différentes sortes d'enclaves microgrenues sombres en contiennent davantage. Les enclaves de cornéennes et les Schistes des Cévennes en contiennent également beaucoup, les enclaves de cornéennes étant plus riches que les schistes dont elles dérivent.

Cu. — Les teneurs en cuivre vont de 8 à 101 ppm. Les teneurs moyennes de 20 à 30 ppm caractérisent les granites, leurs faciès microgrenus de bordure, et la plupart des enclaves microgrenues. Les teneurs sont plus faibles, de l'ordre de 10 ppm, dans les roches filoniennes acides qui recoupent le massif granitique. Les teneurs sont plus fortes dans les lamprophyres, et surtout dans les roches métamorphiques : Schistes des Cévennes et cornéennes.

Sn. — Les teneurs en étain sont très fortes et elles varient dans de larges proportions. Toutefois, si on fait exception d'un granite porphyroïde qui en contient 82 ppm, et d'une enclave microgrenue claire qui atteint la teneur exceptionnelle de 644 ppm les variations se limitent entre 8 et 48 ppm. Pour cet élément on ne note pas de variations importantes entre les différents types de roches éruptives ou leurs enclaves, pas plus d'ailleurs qu'entre les Schistes des Cévennes et les cornéennes qui en dérivent.

Pb. — Les teneurs en plomb sont dans l'ensemble moyennes ; elles sont plus élevées que celles du massif du Sidobre où elles vont de 6 à 27 ppm, mais plus faibles que dans le massif d'Entraygues (71 à 97 ppm selon P. Becarie, 1958). Dans l'Aigoual et le Saint-Guiral-Liron, les teneurs extrêmes sont 10 et 106 ppm ; les granites et les roches microgrenues associées ont des teneurs voisines. Ce sont certaines enclaves microgrenues basiques du granite ou des microgranites de bordure qui présentent les teneurs les plus faibles, tandis que les enclaves microgrenues claires et les enclaves de cornéennes présentent les teneurs les plus élevées. La différence des concentrations en plomb est importante entre les enclaves de cornéennes et les Schistes des Cévennes ; peut être faut-il voir là un phénomène d'enrichissement.

U. — Les teneurs en uranium sont très élevées par rapport à la teneur moyenne des granites qui est de 3 ppm d'après K.K. Turekian et K.H. Wedepohl (1961).

Les granites, leurs faciès microgrenus de bordure, les roches filoniennes associées ainsi que la plupart des enclaves microgrenues, ont des teneurs du même ordre.

Les enclaves microgrenues sombres monzonitiques sont moins riches que les autres en uranium et présentent une certaine parenté avec le lamprophyre 1104.

Les enclaves de cornéennes comme les Schistes des Cévennes pris à l'extérieur

du massif ont des teneurs tout à fait normales pour ce type de roches (teneur moyenne de 3,7 ppm selon K.K. Turekian et K.H. Wedepohl).

On peut tirer de l'étude des oligo-éléments les conclusions suivantes :

- les teneurs en Ni, Cr, Cu, Pb sont tout à fait normales par rapport aux clarkes ;
- les teneurs en U et Sn sont par contre très élevées,
- les enclaves microgrenues basiques sont plus proches des lamprophyres que des granites,
- les enclaves microgrenues claires sont plus proches des granites que des lamprophyres,
- les enclaves de cornéennes présentent des concentrations importantes en éléments lourds et principalement en plomb, nickel, chrome.

V. — CONCLUSIONS SUR LES GRANITES DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

Le massif de l'Aigoual et celui du Saint-Guiral-Liron sont constitués par le même type de roche, à la limite des granodiorites et des granites monzonitiques.

Le granite de l'Aigoual est légèrement plus sombre que celui du Saint-Guiral-Liron ; il passe en bordure, par l'intermédiaire de granophyres, à des microgranodiorites ou des microdiorites quartziques. Si ces dernières roches représentent des portions de magma brusquement figées au contact des schistes, il est possible qu'au centre du massif, le magma se soit tardivement enrichi en potasse.

Le granite du Saint-Guiral-Liron conserve le plus souvent un aspect grenu jusqu'au bord du massif. Au contact des calcaires il donne naissance à des faciès plus siliceux et plus alcalins. Au contact des schistes il ne présente pas de modification notable.

Les granites contiennent des enclaves de plusieurs sortes :

- 1^o — Des enclaves de cornéennes, caractérisées par une forme polyédrique, un contact net avec le granite, un aspect rubané, des structures granoblastiques et des associations minéralogiques du Faciès Cornéenne à Hornblende. Ces enclaves ne sont jamais feldspathisées. Elles proviennent de la dislocation de niveaux quartzo-feldspathiques de la série des Schistes des Cévennes. Le granite paraît s'être borné à exercer sur elles un métamorphisme topochimique.
- 2^o — Des enclaves surmicacées, caractérisées par une forme lenticulaire, une teinte sombre, des structures lépidoblastiques et leur grande richesse en biotite (plus de 60 %) et en minéraux alumineux.

Ces enclaves dériveraient des niveaux les plus phylliteux des Schistes des Cévennes, par l'intermédiaire d'un métamorphisme de contact très intense (faciès Cornéenne à Pyroxène) et peut être un phénomène d'anatexie différentielle avec expulsion des éléments acides, quartz et feldspath, et concentration des éléments réfractaires micas et minéraux alumineux.

3° — Des enclaves microgrenues assez variées, de forme arrondie, souvent feldspathisées, pourraient représenter des reliques de roches éruptives plus anciennes que le granite. Les unes de couleur claire ressemblant aux faciès de bordure microgrenus de l'Aigoual, seraient les résidus d'une injection magmatique acide ayant donné naissance au granite. Les autres de teinte sombre, plagioclasiques ou monzonitiques, seraient d'origines encore plus anciennes et représenteraient des débris de roches basiques, peut être du type lamprophyrique.

Des porphyroblastes du granite se sont développés dans certaines enclaves microgrenues, où ils coexistent avec des phénocristaux d'orthose à contour arrondi, d'origine plus ancienne. Le granite a également déterminé l'apparition de veines grenues granitoïdes dans certaines enclaves microgrenues.

4° — Des schlieren micacés proviennent peut-être de l'assimilation par le granite de certaines enclaves microgrenues basiques.

LES ENCLAVES DU MASSIF GRANITIQUE DU MAYET-DE-MONTAGNE

I. — GÉNÉRALITÉS

1. — *SITUATION GÉOGRAPHIQUE.*

Entre les plaines sédimentaires de l'Allier et de la Loire, s'élève un vaste ensemble de montagnes cristallines, long de 120 kilomètres, qui se raccorde au Sud aux plateaux du Velay et qui, au Nord, descend en pente douce vers les plaines du Bourbonnais.

Une dépression transversale formée par les cours de la Durole et de l'Auzon divise cette chaîne en deux parties. La plus méridionale forme les Monts du Forez, la plus septentrionale étant connue sous le nom de Montagne Bourbonnaise.

Le massif du Mayet-de-Montagne, représenté sur les feuilles de Gannat, Roanne et Charolles, de la carte géologique au 1/80 000^e, correspond aux parties occidentale et septentrionale de la Montagne Bourbonnaise. Grosso-modo on peut admettre que la vallée du Sichon le sépare du massif des Bois Noirs situé plus au Sud, et la vallée de la Besbre du Massif de la Madeleine situé à l'Est. Au Nord le Permo-Houiller de Bert et de Montcombroux le sépare du petit mais très célèbre granite de Saint-Léon (fig. 5).

La région étudiée se présente comme un plateau, ayant dans son ensemble une légère déclivité vers le NW. Les mouvements de terrain y affectent des formes molles, seules les vallées importantes, celles du Sichon et de la Besbre notamment, déterminent des entailles profondes. Les affleurements sont rares et généralement très médiocres.

Le granite a donné lieu depuis longtemps à une importante exploitation aux alentours du Mayet-de-Montagne. Les carriers débitent surtout les boules qu'ils trouvent dans les champs : celles-ci se faisant de plus en plus rares l'avenir de cette activité n'est pas brillant. On peut dire, sans exagérer, que les meilleurs points d'observation du granite du Mayet-de-Montagne sont les trottoirs ou les monuments des villes du Bourbonnais qu'il a permis d'édifier. Sur le terrain l'observation en est beaucoup plus décevante.

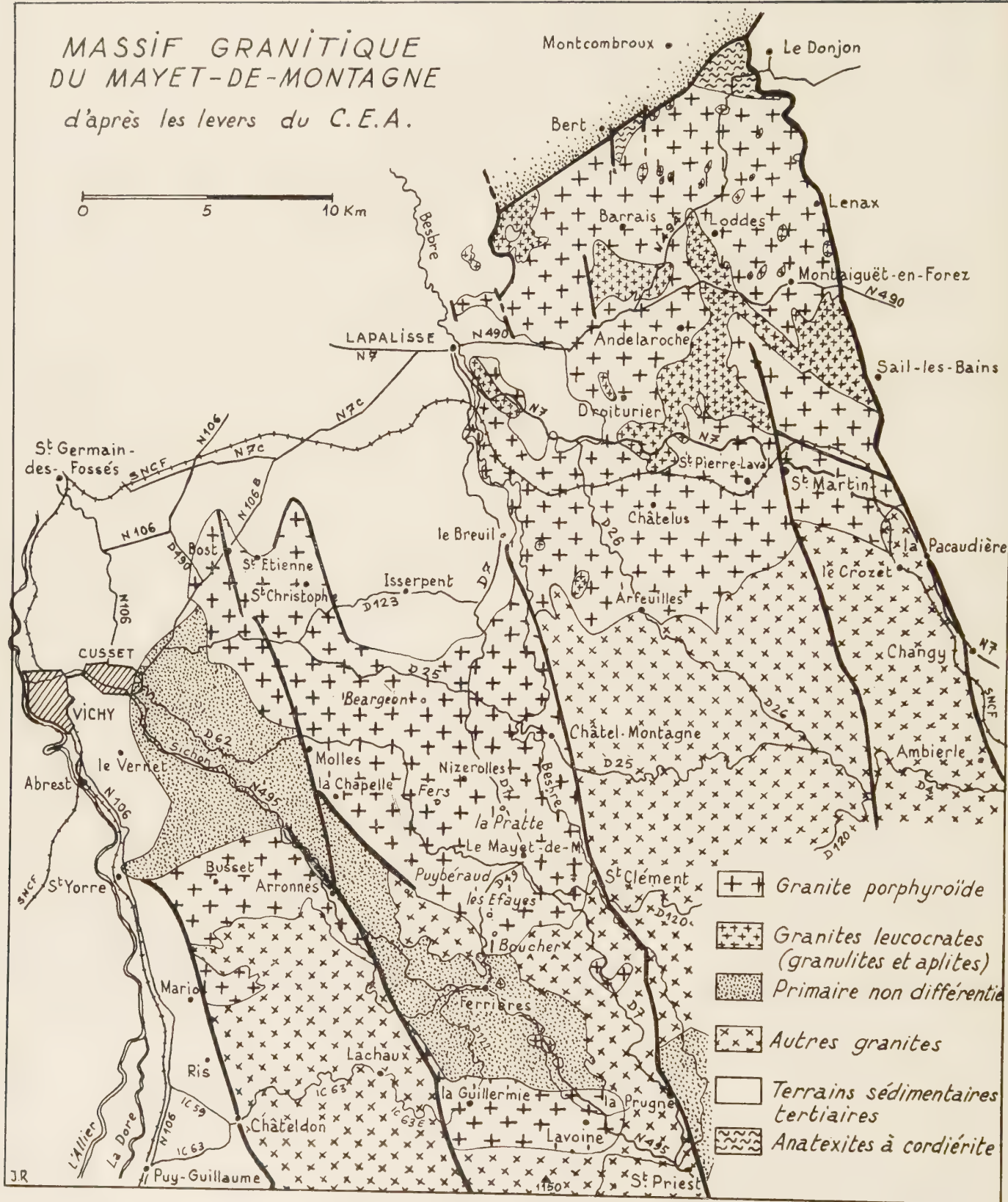
2. — *HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES.*

L. Gruner distinguait dès 1841 les trois constituants essentiels de la Montagne Bourbonnaise : le granite porphyroïde, les porphyres et un ensemble de schistes et grauwackes qu'il

MASSIF GRANITIQUE DU MAYET-DE-MONTAGNE

d'après les levés du C.E.A.

0 5 10 Km



- Granite porphyroïde
- Granites leucocrates (granulites et aplites)
- Primaire non différenciée
- Autres granites
- Terrains sédimentaires tertiaires
- Anatexites à cordiérite

attribuait au Terrain de Transition. Pour lui le granite était la roche la plus ancienne. Le Terrain de Transition était un peu plus récent. Quant aux porphyres tardifs qui recoupaient le Terrain de Transition, il distinguait parmi eux :

- le porphyre granitoïde, sans phénocristaux de quartz,
- le porphyre quartzifère, plus récent que le précédent, pourvu de phénocristaux de quartz.

Dufrénoy et Elie de Beaumont (1841) s'inspirèrent des travaux de Gruner dans leur description de la région.

Les observations complètes de Gruner se retrouvent dans sa « Description géologique et minéralogique du Département de la Loire » (1857) et dans le compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Roanne (1873) qui se tint sous sa présidence.

Entre temps la stratigraphie avait fait d'importants progrès. Murchison (1851) avait découvert des fossiles carbonifères dans les schistes et les grauwackes du bassin de l'Ardoisière, et A. Julien (1874) avait commencé l'étude de cette faune.

On doit à Le Verrier (1890) la première étude pétrographique des porphyres, dont il a proposé une classification, différente de celle de Gruner et d'ailleurs trop compliquée. On lui doit surtout (1893) le dessin de la première édition de la feuille géologique de Roanne au 1/80 000^e.

A la fin du XIX^e siècle les connaissances stratigraphiques étaient encore confuses. A. Julien (1896) admettait encore l'existence, sous les couches fossilifères dinantiennes, de terrains cambriens. Prudent, de Launay (1894), auteur de la feuille de Gannat, laissa planer un doute sur l'âge de ces couches de base dont il avait remarqué le métamorphisme au contact du granite. Ne voulant pas présumer de l'âge des granites du Forez, mais pressentant qu'il faudrait les rajeunir, il nota les assises métamorphiques dxγ1 et les attribua à une vaste période allant du Précambrien au Dévonien.

La thèse d'Albert Michel-Lévy (1908) amena un progrès décisif en démontrant l'existence de granites carbonifères. De façon plus précise cet auteur admit que les granites s'étaient mis en place entre le Tournaisien et le Viséen, et que les cornéennes jusque là regardées comme cambriennes représentaient du Dévonien et du Tournaisien métamorphiques.

Par la suite Albert Michel-Lévy (1913) observa dans des régions voisines du Viséen métamorphique; ceci l'amena à admettre l'âge post-viséen du granite. La question devint alors très confuse jusqu'à la mise au point de J. Jung (1935) qui démontra l'existence de deux granites carbonifères dans le Massif Central, l'un antéviséen, l'autre post-viséen, tous deux représentés dans la région. Le granite du Mayet-de-Montagne fut attribué sans hésitation à la deuxième génération et cette opinion peut être considérée comme définitive.

Entre temps L. Glangeaud (1933) étudiant les cornéennes de la région de Châteldon (Puy-de-Dôme) avait montré que le granite des Bois Noirs métamorphisait des formations d'âge dévonien probable, mais n'affectait pas le Viséen.

Les études stratigraphiques connurent un renouveau dans la région grâce au travail de M. Chichery (1938) qui distingua dans le bassin de l'Ardoisière :

- un étage des Tufs Anthracifères attribué au Viséen supérieur,
- un étage des grauwackes et poudingues fossilifères correspondant au Viséen moyen,
- un étage schisto-gréseux qui serait d'âge viséen à tournaisien,
- un complexe andésitique peut-être dévonien.

Parallèlement les études pétrographiques de J. Jung et O. Vachias (1936 et 1937)

avaient fait progresser les connaissances sur les microgranites du Sud de la Montagne Bourbonnaise.

La synthèse de ces observations fut faite par J. Jung, M. Chichery et O. Vachias (1939) qui parallélisèrent les données stratigraphiques et pétrographiques. La première génération granitique, représentée par le granite de Saint-Julien-la-Vêtre, daterait de la base du Viséen, elle aurait entraîné le volcanisme acide des Tufs Anthracifères et la mise en place tardive de filons de microgranites ; porphyre granitoïde, puis porphyre quartzifère. Le granite du Mayet-de-Montagne serait au contraire post-viséen, il aurait métamorphisé tous les terrains sédimentaires, tufs anthracifères compris, ainsi que les microgranites congénères du massif de Saint-Julien-la-Vêtre.

En 1953 la Société Géologique de France tint sa réunion extraordinaire en Auvergne. Au cours d'une excursion dans la vallée du Sichon, J. Jung suggéra que, par analogie avec les régions voisines, on pouvait rattacher l'ensemble de la série de l'Ardoisière au Viséen. Le même jour M. Roques fit remarquer l'existence dans le granite de deux types d'enclaves, fragments de schistes et enclaves microgrenues.

La même année A. Poughon et M. Moreau (1955) exposèrent les résultats de leurs recherches dans la région. On leur doit la première carte géologique qui distingue les différents types de granites. Ce sont :

- le granite porphyroïde de Saint-Julien-la-Vêtre et de Thiers,
- le granite non porphyroïde des Bois Noirs,
- le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne,
- le granite des Monts de la Madeleine.

Les deux premiers seraient contemporains, de même que les deux derniers. Les granites des Bois Noirs et de la Madeleine représenteraient plutôt des faciès locaux des autres granites, déjà connus, de Saint-Julien-la-Vêtre et du Mayet-de-Montagne.

Les mêmes auteurs ont analysé en détail la tectonique, en partie hercynienne, en partie alpine, de la région.

En 1957 J. Guffroy ayant démontré l'absence de Tournaisien dans le Morvan, on pu dès lors admettre qu'il en était de même dans la Montagne Bourbonnaise, dont toute la série primaire serait donc viséenne.

En 1962 les Géologues du Commissariat à l'Energie Atomique ont effectué une nouvelle synthèse des observations géologiques faites dans le Nord Forez. Ils ont bien voulu mettre à ma disposition les renseignements dont ils disposent et les cartes qu'ils ont établies, je les en remercie vivement. Grâce aux levés extrêmement détaillés effectués à l'occasion de leurs travaux de prospection on possède maintenant une bonne carte géologique du Nord-Forez.

Enfin, la thèse de Y. Vialette (1962) a apporté les résultats des mesures géochronologiques que cet auteur a opérées par la méthode au strontium sur les biotites du granite du Mayet-de-Montagne. Les résultats obtenus sont de :

- 321 $\pm$ 7 M.A. pour un échantillon d'Arronnes,
- 314 $\pm$ 13 M.A. pour le granite prélevé à Ferrières,

ils permettent d'attribuer la mise en place du granite du Mayet-de-Montagne au Namurien.

3. — SITUATION GÉOLOGIQUE.

Grâce aux travaux précédents on peut se faire une idée très nette de la constitution géologique du Nord-Forez.

Les terrains les plus anciens sont vraisemblablement les gneiss à cordiérite qui consti-

tuent deux petits lambeaux encadrés par des failles, l'un au Donjon, l'autre près de Bert, à l'extrémité septentrionale du massif.

Viennent ensuite des formations sédimentaires ou volcaniques du Viséen qui comprennent de haut en bas les unités lithologiques suivantes :

- Tufs Anthracifères,
- Grauwackes et poudingues,
- Schistes et grès,
- Laves et tufs basiques du « Complexe Andésitique ».

Quant aux granites on a distingué parmi eux, en se basant sur des critères pétrographiques et sur leur répartition :

- le granite porphyroïde de Saint-Julien-la-Vêtre,
- le granite des Bois Noirs qui ne serait peut-être qu'un faciès du précédent,
- le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne,
- le granite des Monts de la Madeleine qui en représenterait un faciès local (*).

Ces granites se seraient mis en place à deux périodes différentes. Le groupe Saint-Julien-la-Vêtre - Bois Noirs, le plus ancien, pourrait être d'âge viséen. Le groupe Mayet-de-Montagne - Madeleine, serait post-viséen, sans doute namurien.

Les granites anciens ne métamorphiseraient que les assises basales de la série viséenne et épargneraient les Tufs Anthracifères. Les granites récents métamorphisent tout le Viséen, ils pourraient même affecter localement les granites anciens.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES GRANITES

Le principal constituant du massif du Mayet-de-Montagne est un beau granite porphyroïde qui, vers le bord Sud du massif, cède place localement à des granites à grain plus fin et même à de véritables microgranites porphyriques.

Le granite principal est recoupé par des filons d'aplite et, dans le Nord du massif, par de nombreuses intrusions de granite hololeucocrate.

Les affleurements étant extrêmement rares dans le Nord du massif, il est difficile de décrire cette région avec précision. Dans ces conditions je préfère limiter ma description pétrographique au granite porphyroïde typique des environs du Mayet-de-Montagne.

1. — *LE GRANITE PORPHYROÏDE DU MAYET-DE-MONTAGNE.*

C'est une très belle roche à fond gris parsemé de grands cristaux de feldspath rose.

Le grain en est moyen, plutôt fin, les grands feldspaths atteignent en général 3 à 5 centimètres, mais parfois jusqu'à 10 centimètres, et ne semblent pas présenter une orientation particulière.

La structure microscopique est du type à plagioclase automorphe. La composition minéralogique d'ensemble peut être résumée grâce au tableau suivant qui indique également les valeurs des indices de Jung et Brousse.

(6) Cette assimilation me paraît toutefois un peu hâtive, du point de vue pétrographique les deux massifs sont différents.

ÉCHANTILLONS	I	II	III	IV	V
Quartz.....	27	31	27	29	25
Microcline	35	21	28	22	30
Plagioclase	28	38	32	36	33
Biotite	8	9	10	12	10
Amphibole	2	1	3	1	2
Pyroxène	0,1	0,1	0,2	0	tr.
Divers	apatite sphène	apatite allanite sphène	apatite allanite zircon	apatite allanite sphène	apatite allanite sphène zircon
<i>Saturation</i>	30	34	31	33	29
<i>Coloration</i>	10	10	13	13	12
<i>Feldspathique</i>	56	36	47	38	48

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- I : Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne. $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 II : Boucher près Ferrières. $x = 702,0$ — $y = 116,9$.
 III : Bargeon près Nizerolles. $x = 698,7$ — $y = 126,2$.
 IV : La Pratte près Nizerolles. $x = 701,9$ — $y = 121,8$.
 V : Fourchamp près La Chapelle. $x = 700,5$ — $y = 120,8$.

Le tableau précédent montre la grande homogénéité de composition du granite du Mayet-de-Montagne qui se place à la limite des granites monzonitiques et des granodiorites.

Voici comment se présentent les minéraux constitutifs :

- le *quartz* est rassemblé en globules de près d'un centimètre formés par la juxtaposition de plusieurs sections xénomorphes engrenées les unes dans les autres ;
- le *feldspath potassique* constitue de grands porphyroblastes mâclés Carlsbad, et de petites sections xénomorphes dans la mésostase. Finement veiné d'albite, ce feldspath ne présente que rarement l'association des mâcles de l'albite et du péricline qui permet de le classer parmi les microclines. Ce moirage n'est jamais présent dans les porphyroblastes, alors qu'on le trouve de temps en temps dans les petites sections.

L'étude aux Rayons X d'un certain nombre d'échantillons a donné les résultats suivants :

- deux porphyroblastes du granite de la carrière Jacquet ont présenté des pourcentages de triclinitisme de 30 et de 31,
- un porphyroblaste du granite de Barnichon n'a donné qu'un pourcentage de 22,
- le feldspath potassique de la mésostase du granite de la carrière Jacquet s'est révélé plus triclinique que les porphyroblastes voisins, son pourcentage de triclinitisme est de 45.

On peut donc classer le feldspath potassique parmi les microclines intermédiaires. Les diagrammes révèlent d'autre part son caractère perthitique, la phase potassique et la phase sodique sont très nettement séparées ce qui indique une perthite formée à basse température.

Il est intéressant de signaler par ailleurs l'existence de nombreux porphyroblastes auréolés d'une couronne blanche de plagioclase, comme les feldspaths du fameux granite rapakivi (photo 1, planche V). Le feldspath potassique du cœur de ces assemblages ne semble pas différent de celui qui constitue les porphyroblastes normaux. Voici d'ailleurs quelques éléments de comparaison des deux types de feldspath (échantillons provenant de la carrière Jacquet au Mayet-de-Montagne).

Composition chimique (exprimée en % de molécules d'albite, anorthite, orthose et celsian) :

Feldspath ordinaire	Feldspath rapakivi (cœur)
An = 3	An = 0
Ab = 31	Ab = 34
Or = 63	Or = 63
Cn = 3	Cn = 3

Pourcentage de triclinitisme :

Feldspath ordinaire	Cœur d'un feldspath rapakivi
P = 30 et 31	P = 35

Propriétés optiques, angle d'axe :

Feldspath ordinaire	Cœur d'un feldspath rapakivi
2 V = — 65	2 V = — 68 et — 72

De tous ces examens, en tenant compte des marges d'erreurs dans les mesures, nous pouvons conclure à l'identité des deux types de porphyroblastes.

— Le *plagioclase* se présente en grandes sections automorphes souvent zonées. Sa composition le place à la limite de l'oligoclase et de l'andésine.

— *La biotite*, fortement colorée, se présente le plus souvent en grandes paillettes isolées et, accessoirement, en agrégats de petits cristaux, mêlés d'amphibole et de minerais.

— *L'amphibole*, une hornblende verte, polychroïque du vert jaune au vert bouteille, se présente soit en grandes sections automorphes isolées, soit en agrégats de petits cristaux.

Au cœur de certains cristaux d'amphibole on observe les reliques d'un pyroxène incolore, presque totalement pseudomorphosé. Il s'agit d'un diopside.

— *Les minéraux accessoires* sont :

le sphène en sections automorphes, losangiques, de façon très constante,
l'apatite en prismes courts,
l'allanite en cristaux automorphes,
le zircon,
les minéraux opaques,
l'épidote dans des diaclases.

Il est intéressant de signaler que les rapports entre les trois minéraux ferro-magnésiens sont exactement les mêmes que ceux signalés par C. Gagny (1958) dans le granite des Crêtes (Vosges).

La biotite et l'amphibole se présentent chacune sous deux formes :

- grands cristaux automorphes, isolés au milieu des éléments blancs ;
- mélange de petits cristaux des deux espèces minérales groupés en nids (photo 5, planche VI).

D'autre part, tout porte à penser qu'une partie au moins de l'amphibole résulte de la transformation sur place d'un vieux pyroxène, qui fut sans doute le premier minéral ferro-magnésien ayant cristallisé.

2. — *LES FACIÈS DE BORDURE MICROGRENUS DU GRANITE PORPHYROÏDE.*

En bordure Sud du massif du Mayet-de-Montagne, il semble que le granite porphyroïde cède la place à des faciès microgrenus.

Cette observation n'a malheureusement pas le caractère de sûreté de celles que l'on peut faire dans d'autres massifs, comme l'Aigoual par exemple. En effet les affleurements sont rares en Montagne Bourbonnaise et on ne peut jamais observer le passage continu entre les deux faciès.

C'est ainsi qu'à Puybéraud, en bordure méridionale du massif, on observe au contact d'un complexe de cornéennes et de vieux granites plus ou moins cornéifiés et mylonitisés, des microgranites porphyriques ayant un air de famille très net avec le granite du Mayet.

Leur structure est réellement microgrenue porphyrique, mais les phénocristaux sont plus abondants que la mésostase (54 % de phénocristaux, 46 % de pâte).

La composition minéralogique est la suivante :

Phénocristaux :

Quartz.....	7 % (% volumétrique)
Feldspath potassique micropertitique...	15 %
Andésine zonée (An 35)	26 %
Biotite	6 %

Mésostase :

Quartz.....	19 %
Feldspath potassique	3 %
Plagioclase	18 %
Biotite	6 %

Les indices de Jung et Brousse correspondants sont :

Indice de saturation :	35 %
Indice de coloration :	12 %
Indice feldspathique :	30 %

Ils indiquent une composition de microgranodiorite, très semblable à la composition du granite du Mayet-de-Montagne typique.

3. — LES APLITES ET GRANITES HOLOLEUCOCRATES TARDIFS.

Dans les environs du Mayet-de-Montagne on observe souvent de minces filons d'aplite rose, larges de quelques centimètres ou au plus de quelques décimètres, qui recoupent le granite porphyroïde.

Plus au Nord, dans la région de Lapalisse, ou dans celle d'Arfeuilles, des granites aplitiques de couleur rose constituent des filons de taille beaucoup plus importante, indiqués sur la carte géologique. Ce sont eux, par exemple, que l'on exploite en bordure de la route N. 7, à Saint-Prix près de Lapalisse. La roche qui les constitue ne présente pas un grain aussi régulier que celle des minces filons d'aplite. A Saint-Prix, elle est tantôt finement grenue, tantôt à grain moyen, tantôt presque pegmatitique, et l'on observe un passage progressif entre les zones de grains différents.

A Droiturier près de Lapalisse, une grande carrière exploite un beau granite rose équi-granulaire, hololeucocrate, très apprécié des marbriers. Ici le grain est très régulier, la roche fait penser aux zones à grain moyen des aplites de Saint-Prix.

Dans le Nord du massif les affleurements sont encore plus rares qu'au Sud. Le granite porphyroïde profondément arénisé ne se voit pratiquement plus. De rares carrières sont implantées dans de petits massifs de granite aplitique, ou de granite à grain moyen du type Droiturier. Citons la carrière de Barraix-Bussoles, les carrières de Melleret, et celle des Vichys près du Donjon.

Les rapports des granites aplitiques et du granite porphyroïde ne s'observent pas toujours. Toutes les fois où j'ai pu voir le contact entre les deux types de roches, à Saint-Prix par exemple en bordure de la N. 7, le contact était net, le granite aplitique rose recoupant nettement le granite porphyroïde.

Dans ces conditions faisant un peu abstraction des différences de grain présentées par ces roches, j'ai tendance à les rassembler en un groupe unique qui serait en relation génétique avec le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne, dont il représenterait un compagnon tardif.

Les compositions minéralogiques de ces différents types de roches sont en effet très voisines. Voici d'ailleurs, à titre indicatif, les compositions modales de quelques-unes d'entre elles :

ÉCHANTILLONS	I	II	III	IV
Nature	Aplite	Granite aplitique	Granite rose	Granite rose à tendance porphyroïde
Quartz.....	32	35	36	32
Feldspath potassique	41	30	39	37
Plagioclase	24	34	22	27
Biotite	2	1	3	4
Divers	Minéraux opaques	Muscovite	Minéraux opaques	
Composition du plagioclase	An 10	An 12	An 25	An 28
<i>Saturation</i>	34	35	37	33
<i>Coloration</i>	3	1	3	4
<i>Feldspathique</i>	63	47	64	58

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- I : Le Mayet-de-Montagne, carrière de l'Etang. $x = 703,1$ — $y = 119,1$.
 II : Carrière de Saint-Prix. $x = 701,9$ — $y = 137,8$.
 III : Carrière de Droiturier. $x = 707,2$ — $y = 137,6$
 IV : Carrière de Barraix-Bussoles. $x = 707,1$ — $y = 143,6$.

Tous ces granites ont donc en commun :

- une couleur rose,
- une très faible teneur en minéraux ferro-magnésiens,
- l'absence totale d'amphibole et de pyroxène, ce qui les distingue nettement du granite porphyroïde principal.

Ils ne sont guère différenciés entre eux que par :

- la taille de leurs cristaux, certains ayant un grain très fin, vraiment aplitique, d'autres un grain presque moyen,
- la teneur en anorthite du plagioclase, les formes aplitiques ayant de l'albite, les formes plus grenues de l'oligoclase.

4. — *LES AUTRES SATELLITES FILONIENS DU GRANITE DU MAYET-DE-MONTAGNE.*

Pegmatites. Les pegmatites sont rares et disposées plutôt en lentilles à bords diffus qu'en filons bien individualisés. On en trouve aussi bien dans le granite porphyroïde que dans les granites aplitiques tardifs. On y observe couramment la présence d'épidote, et parfois celle d'un peu de fluorine.

Lamprophyres. Les lamprophyres sont extrêmement rares dans cette région. Tout au plus connaît-on, grâce aux travaux du C.E.A. un filon de minette dans la région de Saint-Martin d'Estreaux et un autre près de Barraix-Bussolles.

Microgranites. Les filons de microgranites porphyriques sont fréquents dans la région. Ils ont été décrits par J. Jung et ses collaborateurs (1939). Nous ne reviendrons pas sur cette question.

III. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES DU GRANITE PORPHYROÏDE

Le granite porphyroïde du Mayet-de-Montagne contient de très nombreuses enclaves appelées « crapauds » par les carriers qui les considèrent comme des défauts de la roche et qui essayent, autant que possible, de les éliminer.

Ces enclaves peuvent aisément être réparties en trois groupes :

- enclaves de roches éruptives microgrenues ou à grain fin,
- enclaves de cornéennes,
- enclaves surmicacées.

1. — *LES ENCLAVES MICROGRENUES DU GRANITE DU MAYET-DE-MONTAGNE.*

Les enclaves microgrenues sont de beaucoup les plus abondantes de toutes. Il n'est pas de bloc de granite qui n'en possède quelques-unes.

Elles présentent le plus souvent une forme ovoïde, leur contour n'est jamais anguleux. Leur teinte est très variable, tantôt gris clair, à peine plus foncée que celle du granite qui les entoure, tantôt presque noire.

En général leur taille est à peu près celle du poing mais certaines sont plus grandes. On en voit même qui atteignent deux mètres de diamètre.

Leur contact avec le granite est tantôt net, tantôt flou. Les enclaves les plus sombres ont le contour le mieux défini, tandis que les enclaves claires passent progressivement au granite qui les pénètre en veines grenues diffuses (photo 2, planche V).

De grands feldspaths apparemment analogues à ceux du granite sont présents dans certaines enclaves (photo 3, planche V). Dans les enclaves claires abondent en outre de grands cristaux de feldspath potassique, à contour arrondi souvent bordés par un liseré de plagioclase, et qui ressemblent aux feldspaths du fameux granite rapakivi. Rappelons que ce type de feldspaths existe aussi dans le granite porphyroïde à côté des porphyroblastes normaux.

Il arrive que l'on observe, comme dans le granite du Saint-Guiral-Liron des enclaves microgrenues contenant elles-mêmes des fragments de cornéennes. Le contact entre les deux types de roches est parfaitement net (photo 3, planche V).

Le grain des enclaves est assez variable, beaucoup ont des cristaux suffisamment petits pour mériter strictement le nom d'enclaves microgrenues, d'autres sont en toute rigueur des roches grenues très fines, dont les constituants sont encore visibles à l'œil nu. L'étude microscopique n'ayant pas révélé de différences sensibles en fonction du grain, nous conserverons, pour les désigner toutes, le nom d'enclaves microgrenues. Le grain varie d'ailleurs un peu à l'intérieur d'une même enclave.

L'étude microscopique a montré qu'il existait des différences de composition et de structure assez sensibles pour justifier une répartition des enclaves microgrenues en plusieurs groupes.

Le tableau suivant indique les compositions minéralogiques quantitatives (en % volumétrique) et les indices de Jung et Brousse de 19 enclaves microgrenues. Les enclaves sont classées dans l'ordre des indices feldspathiques croissants.

Sur un diagramme rectangulaire (fig. 6) établi en fonction des indices feldspathiques et des indices de coloration on remarque que ces enclaves se répartissent nettement en trois lots :

- le premier comprend des enclaves dont la composition minéralogique est assez voisine de celle du granite qui les entoure. Ces *enclaves microgrenues claires* sont à peine moins siliceuses et moins potassiques que le granite, et légèrement plus colorées ;
- le second groupe rassemble des enclaves beaucoup plus sombres que le granite, et à peu près dépourvues de feldspath alcalin, on pourra les désigner sous le nom d'*enclaves microgrenues sombres plagioclasiques* ;
- enfin on pourra grouper toutes les enclaves très riches en feldspath alcalin et en minéraux ferro-magnésiens sous le nom d'*enclaves microgrenues sombres subalcalines*.

Il est intéressant de remarquer qu'il n'existe absolument pas de transition entre les deux familles d'enclaves basiques.

LES ENCLAVES MICROGRENUES CLAIRES

Les enclaves microgrenues claires du granite du Mayet-de-Montagne sont celles qui présentent les tailles les plus grandes et les contacts les plus flous.

A l'œil nu, la roche qui les constitue a l'apparence d'un microgranite porphyrique avec de grands cristaux roses de feldspath potassique, dont beaucoup ourlés de plagioclase sont du type rapakivi. Les phénocristaux de plagioclase d'un blanc translucide ne dépassent pas un centimètre. Les grains de quartz les plus gros, voisins de 1 cm, sont globuleux comme ceux du granite que les entoure et ne sont pas rigoureusement automorphes. Des paillettes de biotite et des cristaux de hornblende atteignent 5 mm, des agrégats de fins cristaux de biotite et amphibole forment des petites taches noir-verdâtre qui ne dépassent pas un

ÉCHANTILLONS	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Quartz.....	16	13	19	16	15	25	20	16	23	21
Microcline						18	20	20	21	25
Plagioclase	50	53	49	55	52	42	42	39	38	37
Biotite	31	32	25	23	18	12	15	15	13	13
Amphibole	1	1	6	3		2	2	9	4	3
Pyroxène			0,1			1			0,3	
Divers	Apatite Sphène = 2 Min. op.	Apatite Sphène Min. op.	Apatite Sphène	Apatite Sphène Epidote = 2	Apatite Sphène = 1 Epidote = 2	Apatite Sphène	Apatite Sphène Epidote	Apatite Sphène	Apatite Sphène Allanite	Apatite Sphène Epidote
Saturation	24	20	28	23	19	29	24	21	28	25
Coloration	34	34	32	29	22	15	18	25	18	17
Feldspathique .	0	0	0	0	17	30	32	34	36	40

PROVENANCE DES ÉCHANTILLONS :

- I : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 II : Chantier abandonné, Les Efayes (Ferrières). $x = 701,5$ — $y = 117,3$.
 III : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 IV : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 V : Chantier abandonné, Les Efayes (Ferrières). $x = 701,5$ — $y = 117,3$.
 VI : Carrière Terrenoire (Le Mayet). $x = 703,1$ — $y = 119,1$.
 VII : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 VIII : Bargeon (Nizerolles). $x = 698,7$ — $y = 126,2$.
 IX : Fers, chantier abandonné (La Chapelle). $x = 699,8$ — $y = 122,1$.
 X : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.

COMPOSITIONS MODALES DES ENCLAVES MICROGRENUES

ÉCHANTILLONS	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
Quartz.....	26	6	26	5	4	5	7	1	2
Microcline	24	24	29	33	31	53	51	47	43
Plagioclase	32	29	28	31	22	23	13	7	6
Biotite	14	22	12	15	18	9	13	13	20
Amphibole	4	16	4	16	22	8	16	30	29
Pyroxène		3	0,5		tr.				
Divers	Apatite Sphène Allanite	Apatite Sphène	Apatite	Apatite	Apatite Sphène Min. op. = 2	Apatite Sphène = 1 Epidote = 1 Min. op.	Apatite Sphène	Apatite Sphène = 2	Apatite Sphène Min. op.
Saturation	32	10	31	7	7	6	10	2	4
Coloration	18	41	17	31	43	19	30	45	49
Feldspathique	43	45	51	52	58	70	81	87	88

PROVENANCE DES ÉCHANTILLONS :

- XI : Chantier abandonné, Les Efayes (Ferrières). $x = 701,5$ — $y = 117,3$.
 XII : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 XIII : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 XIV : La Pratte (Nizerolles). $x = 701,9$ — $y = 121,8$.
 XV : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 XVI : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 XVII : Chantier abandonné Les Efayes. (Ferrières). $x = 701,5$ — $y = 117,3$.
 XVIII : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.
 XIX : Carrière Jacquet (Le Mayet). $x = 700,4$ — $y = 120,3$.

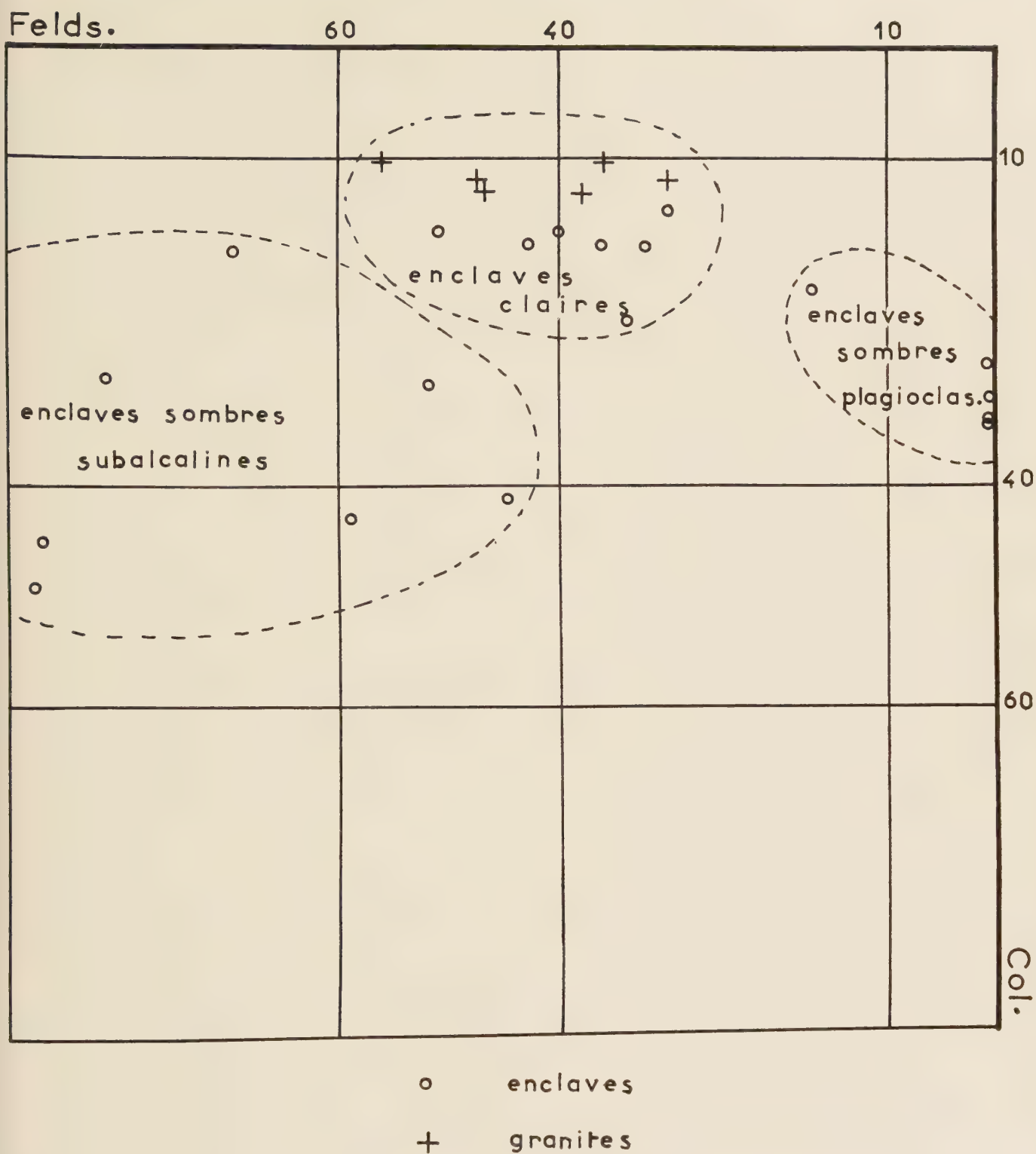


Fig. 6 DIAGRAMME COL./FELDS.

centimètre. Entre ces phénocristaux s'étend une mésostase dont le grain varie souvent d'un point à un autre.

Au microscope les enclaves microgrenues claires se présentent de deux façons : les unes ont une structure microgrenue porphyrique qui serait banale si de nombreuses petites baguettes de plagioclase automorphe ne conféraient pas à leur pâte un aspect particulier. Dans les autres la mésostase est formée de cristaux de quartz et de feldspath potassique engrenés les uns dans les autres et contenant d'innombrables petites inclusions de plagioclase (andésine An 35 à An 40) ou de minéraux ferro-magnésiens (photo 2, planche VI).

La composition minéralogique des enclaves microgrenues claires a déjà été indiquée dans le tableau, elle est suffisamment banale pour qu'on ne la décrive pas en détail.

Contentons-nous de dire que les phénocristaux de plagioclase sont très régulièrement zonés et que les rapports entre les différents minéraux ferro-magnésiens sont les mêmes que dans le granite. Biotite et amphibole se présentent sous deux formes, grands cristaux isolés ou petites paillettes des deux espèces minérales groupées en agrégats. Le pyroxène est peu abondant, incolore, en résidus dans de grands cristaux de hornblende qui semblent provenir de son remplacement.

Leur composition minéralogique permet de ranger ces enclaves microgrenues claires parmi les microgranodiorites ou, parfois, parmi les microgranites monzonitiques.

ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES CLAIRES.

Par leur composition minéralogique les enclaves microgrenues claires présentent donc une parenté très nette avec le granite porphyroïde qui les entoure tout au plus peut-on souligner leurs teneurs légèrement plus fortes en minéraux ferro-magnésiens que celle du granite.

Par leur structure microgrenue porphyrique, ou grenue fine porphyroïde, les enclaves claires s'opposent au granite mais se rapprochent considérablement du faciès de bordure de celui-ci, visible au Sud du massif.

Elles peuvent englober tous les autres types d'enclaves, aussi bien les autres enclaves microgrenues que les cornéennes. Avec ces dernières elles ont des contacts nets.

Avec le granite elles présentent au contraire des contours moins bien définis, elles sont souvent parcourues par des veines granitoïdes à bords diffus.

On peut donc penser que, comme les faciès de bordure, ces enclaves représentent des portions du magma granitique hâtivement consolidées et n'ayant pas complètement cristallisé dans le mode grenu. Les veines granitoïdes qui les parcourent représenteraient alors des zones de recristallisation à partir du granite voisin.

LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES PLAGIOCLASIQUES.

Les enclaves microgrenues sombres plagioclasiques sont généralement plus petites que les précédentes. Leur forme est également arrondie, leur contour est net. Elles ne sont généralement pas porphyriques.

Il arrive que certaines d'entre elles soient engagées dans des enclaves microgrenues claires. D'autre part, on peut trouver des enclaves plagioclasiques contenant elles-mêmes des enclaves subalcalines.

Au microscope on observe chez elles des structures doléritiques bien typiques. De petites baguettes de plagioclase (Andésine An 35 à An 40) et des cristaux d'amphibole et de biotite déterminent une trame dont les interstices sont occupés par le quartz (photo 1, planche VI).

Les types les plus riches en quartz ont des structures poecilites où de grandes sections xénomorphes de quartz, engrenées les uns dans les autres englobent tous les autres constituants.

Les rapports entre le quartz d'une part et les autres minéraux (plagioclase, biotite, amphibole) d'autre part, sont donc analogues à ceux que l'on décrit classiquement entre les pyroxènes et les plagioclases des dolérites, où l'on distingue deux variétés structurales : pœcilitique et doléritique.

La composition minéralogique des enclaves plagioclasiques ne mérite pas de longs commentaires puisqu'elle est déjà exposée dans le tableau des analyses modales.

Il faut insister surtout sur l'absence de feldspath potassique et sur la richesse en quartz, car ces deux caractères les opposent fortement aux enclaves microgrenues basiques subalcalines.

Les minéraux ferro-magnésiens se présentent de la même façon dans le granite et les enclaves microgrenues claires.

Les accessoires sont les mêmes que ceux des autres enclaves.

La composition minéralogique des enclaves microgrenues sombres plagioclasiques les place parmi les microdiorites quartziques.

ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES PLAGIOCLASIQUES.

Tant du point de vue de la composition minéralogique, que de celui de la structure, ces enclaves sont profondément différentes du granite qui les entoure.

Le fait qu'on les retrouve également dans les faciès microgrenus du granite ou dans les grandes enclaves microgrenues claires fait penser que leur origine est ancienne.

Leur contact net avec les fragments de cornéennes que parfois elles peuvent englober, exclut toute idée d'une origine par assimilation de fragments de roches étrangères.

Dans certains cas, d'ailleurs rares, le granite les feldspathise. On aperçoit alors dans des interstices entre les lattes plagioclasiques, l'apparition d'un peu de microcline accompagné souvent de myrmékite.

Tout ceci conduit à penser qu'il s'agit là de fragments de roches éruptives, plus anciennes que le granite, mises en place dans les cornéennes avant sa venue (quoique certainement congénères du granite) et rapidement disloquées par la venue du magma granitique.

LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES SUBALCALINES.

Les enclaves microgrenues sombres subalcalines sont très courantes dans le granite du Mayet-de-Montagne. D'une taille souvent importante (plusieurs décimètres), de forme arrondie, ces enclaves ont un contact net avec le granite. Il arrive pourtant que le granite y envoie des digitations, ou que de grands feldspaths roses apparemment d'origine granitique se développent au milieu d'elles.

Une fois, dans la carrière Jacquet, on a pu trouver une enclave de ce type contenant elle-même un fragment de cornéenne (photo 3, planche V).

Au microscope les structures sont beaucoup plus confuses que celles des enclaves des autres groupes, elles rappellent davantage la disposition granoblastique que la structure doléritique habituelle. L'élément blanc dominant est un feldspath alcalin microperthitique en petites sections xénomorphes, et présentant souvent le quadrillage des mâcles de l'albite et du péricline. Entre les cristaux de feldspath les éléments ferromagnésiens sont dispersés ou groupés localement en agrégats (photo 3, planche VI).

Les traits principaux de la minéralogie des enclaves sombres subalcalines sont :

- la rareté du quartz ;
- la dominance très nette du feldspath alcalin sur le plagioclase qui n'est représenté que par de toutes petites sections très séricitisées, souvent englobées dans le feldspath alcalin, il s'agit d'un plagioclase acide, albite ou oligoclase ;

- l'abondance de l'amphibole ;
- la présence, parmi les accessoires, d'innombrables et très fines aiguilles d'apatite, beaucoup plus abondantes que dans les autres types d'enclaves microgrenues (photo 6, planche VI).

La majorité de ces enclaves sont des microsyénites leucocrates ou mésocrates.

ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES SUBALCALINES.

Les rapports des enclaves microgrenues sombres subalcalines et du granite sont bien faciles à définir. Plus mélanocrates et plus alcalines que le granite, beaucoup moins siliceuses, ces roches sont profondément différentes du granite du point de vue minéralogique et structural.

Leur contact net avec les fragments de cornéennes qu'elles peuvent éventuellement contenir exclut, comme d'ailleurs leur composition, toute possibilité d'origine par assimilation.

Bien que leur structure ne soit pas, de loin, aussi caractéristique de roches éruptives que celle des enclaves microgrenues plagioclasiques, j'ai tendance à les considérer, elles aussi, comme de véritables roches éruptives, plus anciennes que le granite, disloquées par sa mise en place, réduites à l'état d'enclaves et localement feldspathisées.

Dans un cas unique j'ai observé une enclave de ce type englobée par une enclave microgrenue plagioclasique. Ceci tendrait à prouver que les enclaves de ce groupe représentent les résidus de roches plus anciennes que les autres.

L'histoire des injections magmatiques successives ayant donné naissance au granite du Mayet-de-Montagne serait alors :

- venue dans les terrains primaires d'un magma de syénite lamprophyrique cristallisant sous forme microgrenue ;
- injection d'un magma de diorite quartzique cristallisant lui aussi sous forme microgrenue ;
- mise en place d'un magma granodioritique, beaucoup plus abondant que les précédents, disloquant les premiers filons, cristallisant brutalement en certains points sous forme microgrenue (enclaves microgrenues claires, faciès de bordure microgrenus) mais évoluant le plus souvent vers la structure granitique normale ;
- mise en place du cortège tardif, des aplites et granites hololeucocrates et des divers satellites filoniens.

2. — *LES ENCLAVES DE CORNÉENNES ET LES ENCLAVES SURMICACÉES.*

Les enclaves de cornéennes et les enclaves surmicacées sont si rares qu'il est difficile d'en donner une bonne description en raison de la pauvreté de nos récoltes.

Les enclaves de cornéennes ont le plus souvent une forme parallélipédique avec des angles vifs ; leur contact avec le granite est net. Leur taille est en général petite de l'ordre de quelques centimètres (photo 4, planche V).

Les enclaves microgrenues semblent en contenir en plus grande abondance que le granite lui-même. Le contact entre les fragments de cornéennes et les roches microgrenues qui les entourent est en général bien net, ce qui conduit à penser, une fois de plus, que les enclaves microgrenues du granite ne dérivent pas de l'assimilation de fragments de cornéennes.

Les plus alumineuses, riches en micas, et appelées pour cette raison enclaves surmicacées, ont une forme moins anguleuse, et le plus souvent lenticulaire.

L'étude au microscope de quelques échantillons recueillis a montré qu'ils étaient constitués par des cornéennes extrêmement peu variées. Le plus souvent on observe l'association minéralogique suivante :

Biotite — Hornblende — Plagioclase — Microcline,
ou parfois l'association voisine moins riche en potasse :

Biotite — Hornblende — Plagioclase (photo 4, planche VI).

Dans ces roches le quartz est totalement absent, ou présent en très faible quantité. On observe par endroits la présence d'un peu de diopside résiduel. Les minéraux accessoires sont l'apatite aciculaire, le sphène, les minerais opaques (sulfures surtout).

L'association minéralogique observée correspond à une composition chimique de sédiment marneux, ou de roche éruptive basique. Elle traduit une intensité de métamorphisme relativement faible, dans les conditions du faciès Cornéenne à Hornblende.

Une enclave unique a présenté une association différente, qui fut :

Biotite — Corindon — Spinelle — Plagioclase — (Séricite).
Elle traduit une composition chimique bien particulière avec un excès d'alumine et déficit de silice. Elle semble correspondre à l'association

Biotite — Cordiérite — Plagioclase,
observée couramment dans les cornéennes plus riches en silice du même faciès métamorphique.

3. — *LES ENCLAVES DES GRANITES HOLOLEUCOCRATES.*

Les granites roses hololeucocrates recoupant le granite porphyroïde principal abondent surtout dans la partie septentrionale du massif. Les enclaves y sont beaucoup plus rares que dans le granite porphyroïde, on en trouve cependant quelques échantillons.

Caractérisées par une forme arrondie, une teinte sombre, une taille généralement peu importante de l'ordre du décimètre, ces enclaves appartiennent toutes au type microgrenu sombre. Je n'ai jamais trouvé, en tout cas, d'enclaves microgrenues claires, ni d'enclaves de cornéennes.

Leur contact avec le granite est net. Certaines contiennent quelques beaux porphyroblastes de microcline rose : chose curieuse, car le granite lui-même n'est pas porphyroïde.

Voici à titre indicatif les compositions modales et les indices de Jung et Brousse de cinq d'entre elles :

Provenance	Carrière de Droiturier x = 707,2 y = 137,6	Carrière de Droiturier x = 707,2 y = 137,6	Carrière de Droiturier x = 707,2 y = 137,6	Carrière de Droiturier x = 707,2 y = 137,6	Carrière de Barrais- Bussoles x = 707,0 y = 143,6
Quartz.....	15	23	16	30	15
Feldspath alcalin.	0	0	Visible sur échantillon mais pas dans lame mince	0	36
Plagioclase	33	51	52	36	7
Biotite	52	26	32	34	42
Divers	Apatite	Apatite	Apatite	Apatite	Apatite
<i>Saturation</i>	31	31	24	45	21
<i>Coloration</i>	52	25	32	34	42
<i>Feldspathique</i> ...	0	0	0	0	84

On retrouve donc dans le granite hololeucocrate les deux mêmes types d'enclaves microgrenues sombres que dans le granite porphyroïde :

- un type plagioclasique, riche en quartz, dépourvu de feldspath alcalin,
- un type subalcalin, légèrement plus pauvre en quartz.

Les structures observées se rapprochent d'ailleurs de celles qu'on trouve dans les groupes d'enclaves homologues du granite porphyroïde ; les enclaves plagioclasiques ayant des structures du type doléritique, fortement marquées par la présence de petites lattes de

plagioclase et de longues paillettes de biotite ; les enclaves subalcalines ayant des structures beaucoup plus confuses, à minéraux tous xénomorphes.

Là se bornent les ressemblances ; les enclaves des granites hololeucocrates ayant des minéraux ferro-magnésiens différents (biotite uniquement) de ceux des enclaves du granite porphyroïde (biotite + hornblende + pyroxène).

IV. — ÉTUDE CHIMIQUE DU GRANITE PORPHYROÏDE ET DE SES ENCLAVES

1. — LISTE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.

Les noms des communes dont proviennent les échantillons sont entre parenthèses.

Granite porphyroïde.

840 (*) Granite du Mayet-de-Montagne, carrière Jacquet sur route D. 62. (Le Mayet-de-Montagne), $x = 700,4$, $y = 120,3$.

Analyste : J. Didier, 1958.

975 Granite du Mayet-de-Montagne, échantillon de référence du Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont. Moyenne des analyses : 975 (P. Lapadu-Hargues), 976 (F. Théron), 983 (Mlle Orliac), 985 (Mlle S. Pignide) et 1019 (Mme E. Gamot-Ciceri).

Faciès de bordure microgrenu.

1906 Microgranite porphyrique, faciès de bordure du granite porphyroïde, Puybéraud ; (Le Mayet-de-Montagne), $x = 698,8$, $y = 118,5$.

Analyste : Mme E. Gamot-Ciceri, 1962.

Enclaves microgrenues claires.

1825 Enclave microgrenue claire dans granite porphyroïde. Chantier abandonné dans un bois près des Efayes ; (Ferrières-sur-Sichon), $x = 701,5$, $y = 117,3$.

Analyste : Mlle S. Pignide, 1962.

1826 Enclave microgrenue claire porphyrique dans granite porphyroïde. Chantier abandonné à Fers ; (La Chapelle), $x = 699,8$, $y = 122,1$.

Analyste : Mlle S. Pignide, 1962.

Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques.

843 Enclave microgrenue sombre plagioclasique dans granite porphyroïde. Carrière Jacquet sur route D. 62 ; (Le Mayet-de-Montagne). $x = 700,4$, $y = 120,3$.

Analyste : J. Didier, 1958.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont.

- 860 Enclave microgrenue sombre plagioclasique dans granite porphyroïde. Chantier abandonné dans un bois, près des Efayes ; (Ferrières-sur-Sichon). $x = 701,5$, $y = 117,3$.
Analyste : Mlle J. Orliac, 1958.

Enclaves microgrenues sombres subalcalines.

- 1827 Enclave microgrenue sombre subalcaline dans granite porphyroïde. Carrière Jacquet sur route D. 62 ; (Le Mayet-de-Montagne), $x = 700,4$, $y = 120,3$.
Analyste : Mlle S. Pignide, 1962.
- 1905 Enclave microgrenue sombre subalcaline dans granite porphyroïde. Carrière Jacquet sur route D. 62 ; (Le Mayet-de-Montagne), $x = 700,4$, $y = 120,3$.
Analyste : Mme E. Gamot-Cicéri, 1962.

Enclaves de cornéenne.

- 837 Enclave de cornéenne sombre, à amphibole et très riche en biotite. Carrière Jacquet sur route D. 62 ; (Le Mayet-de-Montagne), $x = 700,4$, $y = 120,3$.
Analyste : Mlle J. Orliac, 1958.

2. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES D'OXYDES, PARAMÈTRES DE C.I.P.W.-LACROIX ET PARAMÈTRES DE NIGGLI.*

Types de roches		Granite porphyroïde		Faciès de bordure microgrenu	Enclaves microgrenues claires	
No des analyses		840	975	1906	1825	1826
SiO ₂		67,20	67,15	67,50	65,25	66,00
Al ₂ O ₃		15,15	14,92	14,50	15,55	15,60
Fe ₂ O ₃		1,05	0,82	0,75	1,90	1,20
FeO		2,45	3,09	2,30	1,90	2,00
MgO		1,55	1,88	3,50	2,85	2,60
CaO		2,55	2,55	2,45	2,55	2,40
Na ₂ O		3,65	3,45	3,30	2,95	3,60
K ₂ O		4,75	4,26	4,00	4,95	4,50
TiO ₂		0,45	0,49	0,50	0,75	0,45
P ₂ O ₅		0,35	0,29	0,25	0,20	0,25
MnO		0,05	0,05	tr.	0,05	0,05
H ₂ O ⁺		0,90	0,69	0,55	0,00	0,65
H ₂ O ⁻		0,35	0,13	0,15	0,15	0,25
Total		100,45	99,77	99,75	99,05	99,50
C.I.P.W.- Lacroix.	p	I (II)	I (II)	I (II)	I (II)	I (II)
	q	4	4	4	4	4
	r	2	2	2	2	2
	s	3	3	3	3	3
Paramètres de Niggli	si	288	284	274	259	267
	al	38	37	35	36	37
	fm	22	26	31	29	26
	c	12	11	11	11	10
	alc	28	26	23	24	26
	k	0,46	0,46	0,45	0,52	0,45
	mg	0,45	0,47	0,67	0,58	0,59

Suite des résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes, paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et paramètres de Niggli.

Types de roches		Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques		Enclaves microgrenues sombres subalcalines		Enclave de cornéenne surmicacée
N° des analyses		843	860	1827	1905	837
SiO ₂		60,50	55,25	55,30	57,70	45,20
Al ₂ O ₃		15,05	20,20	14,35	17,45	18,00
Fe ₂ O ₃		1,10	1,70	3,00	2,00	4,80
FeO		4,75	4,10	4,55	4,10	8,75
MgO		3,70	3,00	6,90	4,75	8,10
CaO		3,35	4,00	4,70	4,20	5,10
Na ₂ O		5,30	5,95	2,00	2,65	3,15
K ₂ O		2,20	2,45	7,00	5,15	4,30
TiO ₂		1,45	0,80	1,10	0,90	1,90
P ₂ O ₅		0,25	0,30	0,30	0,55	0,40
MnO		tr.	0,05	0,10	0,05	0,10
H ₂ O ⁺		1,95	1,75	0,45	0,55	0,40
H ₂ O ⁻		0,25	0,30	0,10	0,05	0,10
Total		99,85	99,85	99,85	100,10	100,30
C.I.P.W.- Lacroix	p	II	(I) II	II'	II	
	q	(4) 5	5	5	5	
	r	2	2 (3)	2	2	
	s	4	4	2	3	
Paramètres de Niggli	si	207	160	152	177	
	al	30	34	23	31	
	fm	35	32	45	37	
	c	12	12	14	14	
	alc	22	21	18	18	
	k	0,21	0,21	0,70	0,56	
	mg	0,53	0,40	0,63	0,58	

3. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES IONIQUES.*

Types de roches	Granite porphyroïde		Faciès de bordure microgrenu	Enclaves microgrenues claires		Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques		Enclaves microgrenues sombres subalcalines		Enclave de cornéenne surmicacée
N° des analyses	840	975	1906	1825	1826	843	860	1827	1905	837
Si	63,1	63,2	63,1	61,4	61,8	56,9	51,2	51,4	53,6	41,7
Al	16,7	16,5	15,9	17,2	17,2	16,6	21,9	15,6	19,1	19,6
Fe ⁺³	0,7	0,6	0,6	1,4	0,9	0,8	1,2	2,1	1,5	3,3
Fe ⁺²	1,9	2,4	1,8	1,5	1,6	3,7	3,2	3,6	3,2	6,7
Mg	2,2	2,7	4,9	4,0	3,6	5,2	4,2	9,6	6,5	11,2
Ca	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	3,4	3,9	4,7	4,2	5,1
Na	6,6	6,2	5,9	5,4	6,5	9,6	10,6	3,6	4,8	5,7
K	5,7	5,2	4,8	5,9	5,4	2,6	2,9	8,3	6,0	5,1
Ti	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	1,0	0,6	0,8	0,6	1,3
P	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3
Mn		0,1		0,1	0,1		0,1	0,1	0,1	0,1
Total des cations	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1
O	163,0	164,5	164,8	165,6	163,5	154,7	151,4	154,1	158,0	148,4
OH	5,6	4,3	3,5	0,0	4,0	12,2	10,7	2,8	3,5	2,4
Total des anions	168,6	168,8	168,3	165,6	167,5	166,9	162,1	156,9	161,5	150,8

4. — DISCUSSION DES RÉSULTATS.

Comparaison du granite 840 et 975 et du microgranite de bordure 1906.

On est frappé par la similitude de composition de ces deux roches. Tout au plus peut-on souligner la teneur en Mg un peu forte et les teneurs en alcalins légèrement plus faibles du microgranite.

Comparaison granite 840 et 975 — enclaves microgrenues claires 1825-1826.

L'examen des analyses chimiques confirme la parenté de ces roches. Les enclaves microgrenues claires ne présentent que de légères différences de composition par rapport au granite. Elles ont :

- à peine moins de Si,
- légèrement plus de Al et de Fe^{+3} ,
- davantage de Mg.

La ressemblance est encore plus frappante si on compare les enclaves microgrenues claires au faciès de bordure microgrenu du massif 1906 par rapport auquel elles ne présentent que des différences insignifiantes de teneurs en Si, Al, Fe^{+3} .

Comparaison granite 840 et 975 — enclaves microgrenues sombres plagioclasiques 843-860.

Les deux enclaves sombres plagioclasiques analysées sont légèrement différentes l'une de l'autre. On peut cependant les situer par rapport au granite qui les entoure en disant qu'elles sont :

- plus pauvres en Si et K,
- plus riches que le granite en Fe^{+3} , Mg, Ca, Ti et surtout Na.

Comparaison granite 840 et 975 — enclaves microgrenues sombres subalcalines 1827-1905.

Les enclaves subalcalines constituent bien un lot original caractérisé vis-à-vis du granite par :

- des teneurs plus faibles en Si et Na,
- des teneurs plus fortes en Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mg, Ca et K.

Comparaison granite 840 et 975 — enclave de cornéenne surmicacée 837.

L'enclave de cornéenne se distingue du granite et de ses enclaves microgrenues par une teneur extrêmement faible en Si, des teneurs très élevées en Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mg, Ca.

En résumé, les analyses chimiques bien que peu nombreuses confirment pleinement la répartition des enclaves microgrenues en trois lots. Un groupe d'enclaves microgrenues claires manifestement consanguin du granite, et deux groupes d'enclaves microgrenues sombres ; l'un plagioclasique où culmine la soude, l'autre subalcalin où culmine la potasse.

5. — TENEURS EN QUELQUES OLIGO-ÉLÉMENTS MÉTALLIQUES.

D'après les analyses spectrographiques de Mme C. Jamond et les dosages fluorimétriques de l'uranium effectués par Mme E. Gamot-Ciceri.

Les résultats sont exprimés en ppm (parties par million).

Types de roches	Granite porphyroïde	Faciès de bordure micro-grenu	Enclaves micro-grenues claires		Enclaves micro-grenues sombres plagio-clasiques		Enclaves micro-grenues sombres subalcalines		Enclave de cornéenne surmicacée
Numéros des Analyses	840	1906	1825	1826	843	860	1827	1905	837
Ni	43	19	29	30	157	46	174	76	172
Cr.....	49	29	38	30	519	230	644	200	522
Cu.....	20	20	18	18	35	44	34	33	68
Mo.....	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag.....	0	3	0	0	tr.	tr.	0	3	4
Sn.....	31	29	10	8	35	440	30	30	30
Pb.....	13	16	15	20	20	4	25	24	14
U.....	12	6	7	8	8,5	27	9,5	9	7

La répartition des différents éléments analysés se fait d'une façon parfaitement logique.

Le Nickel est beaucoup plus abondant dans les enclaves microgrenues sombres et dans les fragments de cornéennes que dans le granite porphyroïde et dans les roches microgrenues claires qui lui sont associées.

Le Chrome se comporte de façon tout à fait semblable.

Le Cuivre est distribué de la même façon, mais la différence de teneur entre granite et roches microgrenues claires d'une part, enclaves microgrenues sombres et enclaves de cornéennes d'autre part est nettement moins accusée que pour les éléments précédents.

Le Molybdène est pratiquement absent de toutes les roches analysées.

L'Argent, de même, est absent de la plupart des roches analysées.

L'Etain est très abondant dans tous les échantillons (le clarke des granites est seulement de 1,5 ppm selon K.K. Turekian et K.H. Wedepohl). Les irrégularités de sa répartition, et notamment la teneur de 440 ppm de l'enclave sombre plagioclasique 860 demeurent pour l'instant inexplicables.

Le Plomb est présent en quantités tout à fait normales dans les divers échantillons analysés.

L'Uranium est abondant (le clarke des granites est de 3 ppm selon K.K. Turekian et K.H. Wedepohl). Cela ne saurait nous étonner étant donné la grande richesse en uranium de toute la Montagne Bourbonnaise.

Cette étude des oligo-éléments permet de formuler les conclusions suivantes :

- toutes les roches étudiées sont riches en Sn et U ;
- les teneurs en Ni, Cr et Cu sont par contre normales ;
- les enclaves microgrenues claires ont des teneurs en oligo-éléments voisines de celles du granite porphyroïde ou de ses faciès de bordure microgrenus ;
- les enclaves microgrenues sombres se distinguent très nettement des précédentes par leur richesse en Ni, Cr et Cu ;
- les enclaves de cornéennes présentent elles aussi, une importante concentration en Ni, Cr et Cu.

V. — CONCLUSIONS SUR LE MASSIF DU MAYET-DE-MONTAGNE

Le massif du Mayet-de-Montagne est constitué principalement par une roche porphyroïde qui se place à la limite des granites monzonitiques et des granodiorites. Elle passe localement, en bordure du massif, à un microgranite porphyrique.

Le granite contient plusieurs sortes d'enclaves :

1. — *Des enclaves de cornéennes*, de forme anguleuse, dépourvues de porphyroblastes de feldspath potassique et à contact net avec le granite. Elles présentent des structures granoblastiques bien typiques et des associations minéralogiques caractéristiques du Faciès Cornéenne à Hornblende.
2. — *Des enclaves surmicacées*, lenticulaires, riches en micas et en minéraux alumineux, qui proviennent du métamorphisme de sédiments alumineux dans les conditions du Faciès Cornéenne à Hornblende. Les enclaves surmicacées du granite du Mayet-de-Montagne ne portent pas de trace d'anatexie.
3. — *Des enclaves microgrenues*, de forme arrondie, pénétrées souvent par des veines granitoïdes diffuses et dans lesquelles se sont développés de nombreux porphyroblastes de microcline.

L'étude pétrographique des enclaves microgrenues permet de les répartir en trois groupes :

Enclaves microgrenues claires, parentes des roches microgrenues de la bordure du massif ;

Enclaves microgrenues sombres plagioclasiques, plus anciennes que les précédentes, à l'intérieur desquelles elles peuvent être enclavées. Elles représentent peut être les résidus de filons de microdiorite quartzique, mis en place avant le granite et disloqués lors de sa venue ;

Enclaves microgrenues sombres subalcalines qui représenteraient les résidus de filons de microsyénites subalcalines, à tendance lamprophyrique, mis en place avant les autres roches microgrenues.

Les granites hololeucrates qui constituent des filons et des petits massifs recoupant le granite porphyroïde principal sont pauvres en enclaves. On y trouve cependant des enclaves microgrenues sombres plagioclasiques et des enclaves microgrenues sombres subalcalines qui se distinguent de celles du granite porphyroïde par la nature de leurs minéraux ferro-magnésiens.

LES ENCLAVES DU MASSIF MICROGRANITIQUE DE POUZOL-SERVANT

I. — GÉNÉRALITÉS

1. — *SITUATION GÉOGRAPHIQUE.*

Au Nord de l'Auvergne, entre la plaine sédimentaire de la Limagne et la vallée du Cher, s'étend un plateau cristallin, connu sous le nom de Combraille.

C'est dans cette région, à une quarantaine de kilomètres au Nord de Clermont-Ferrand, qu'affleure le massif microgranitique de Pouzol-Servant.

Représenté sur la feuille de Gannat de la carte géologique de la France au 1/80 000^e, ce massif a une forme bizarre, en haltère. Sa plus grande longueur est dans le sens Nord-Sud, où il atteint 11 kilomètres. Sa largeur varie considérablement, de 1 à 6 km, car il présente, entre deux extrémités renflées, un rétrécissement médian (fig. 7).

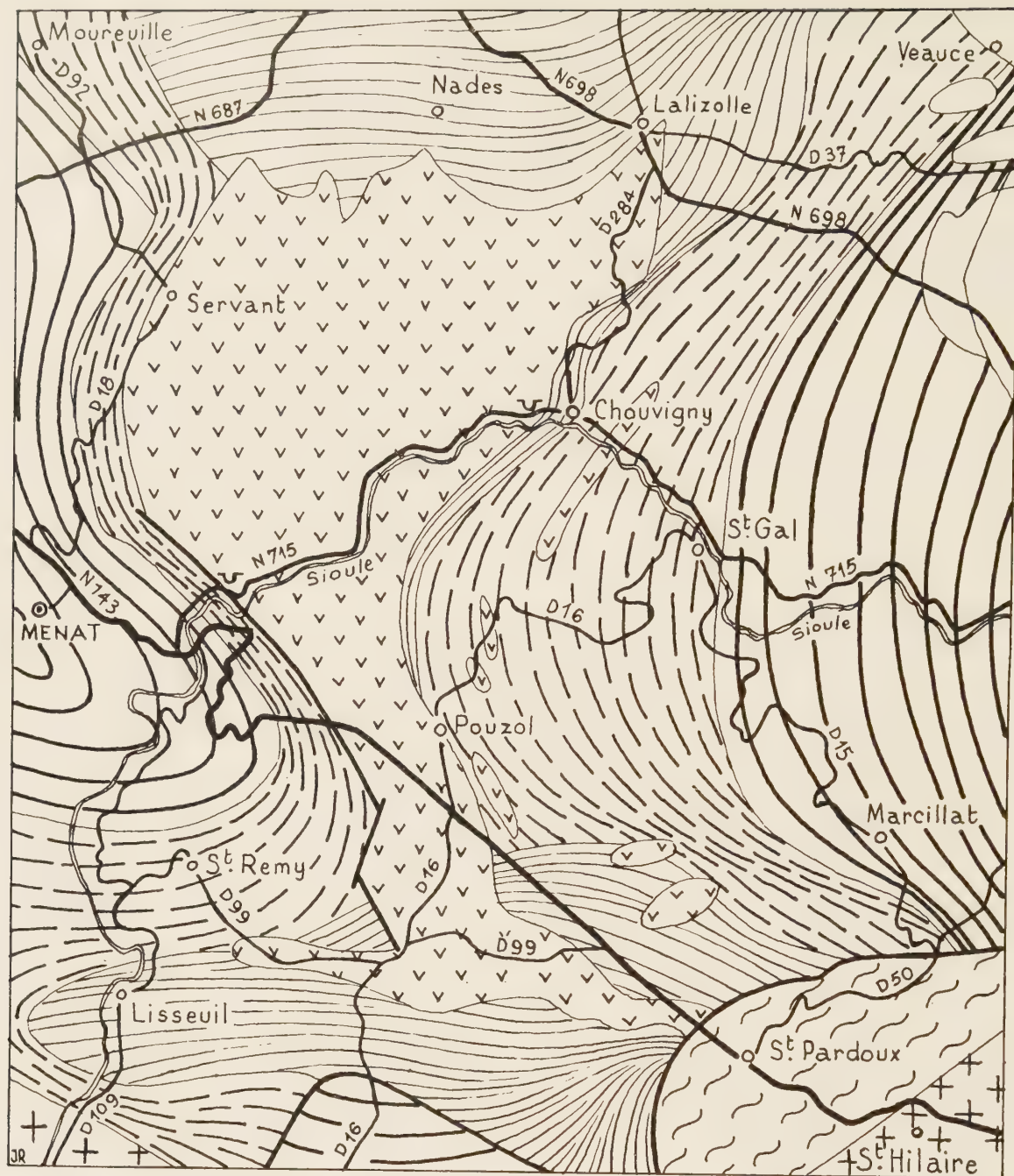
Les bons affleurements de microgranite se trouvent dans les gorges de Chouvigny, profondément creusées par la Sioule dans le plateau cristallin de la Combraille. Sur le plateau les affleurements sont médiocres.

2. — *HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES.*

La première mention du microgranite de Pouzol-Servant se trouve dans les travaux de Lecoq. L'Atlas géologique du département du Puy-de-Dôme, carte au 1/40 000^e établie par cet auteur en 1861, indique déjà la présence de deux masses de « porphyre quartzifère », l'une à Pouzol, l'autre à Servant, de part et d'autre de la vallée de la Sioule. Un bref commentaire de la carte se retrouve dans « Les époques géologiques de l'Auvergne », ouvrage du même auteur, datant de 1867.

On doit à L. de Launay, auteur de la première édition de la feuille de Gannat (1894), le premier contour sérieux du massif de Pouzol-Servant. Selon cet auteur (1901), la « microgranulite » de Pouzol-Servant, proviendrait de larges coulées ou d'intrusions voisines de la surface.

G. Garde (1906 et surtout 1914) s'attacha surtout à préciser la forme du massif microgranitique, dans lequel il reconnut un laccolite de 1 800 à 2 000 mètres d'épaisseur, interstratifié dans les schistes cristallins. La deuxième édition de la carte géologique (1930) matérialisa les vues de Garde.



MASSIF MICROGRANITIQUE DE POUZOL-SERVANT,
d'après la carte géologique au 1/80 000^e, feuille de Gannat, et les
levés de MM. HUYNH et GAGNY (1958) et J. GROLIER (1962).

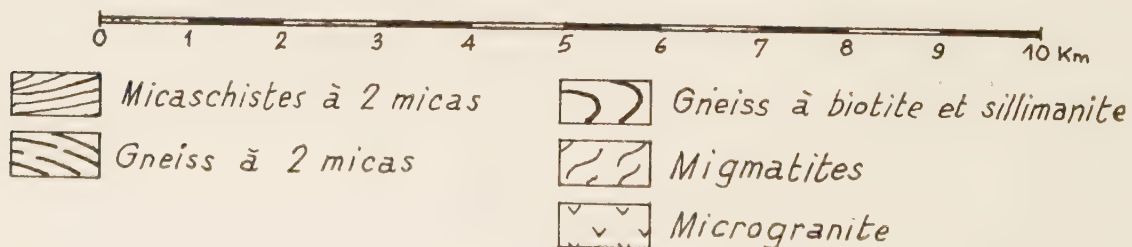


Fig. 7

L'étude de la série cristallophyllienne de la Sioule par J. Richard (1938) précisa la nature des terrains encaissants du microgranite. Ce sont des micaschistes à deux micas au Nord et au Sud du massif, des gneiss à biotite et muscovite à l'Est et à l'Ouest. La série cristallophyllienne étant renversée les micaschistes forment le mur du laccolite et les gneiss le toit.

Se basant sur les rapports du microgranite et des tufs anthracifères, J. Richard put en outre attribuer au massif de Pouzol-Servant un âge Viséen supérieur.

Au cours de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France (1953) P. Lapadu-Hargues remarqua dans le microgranite la présence d'enclaves de deux types « les unes sont des fragments de roches de la série cristallophyllienne et les autres des roches d'apparence microgrenue à grain très fin ».

En 1954, J. Dubosclard effectua une étude pétrographique du microgranite et de ses enclaves. Parmi ces dernières des enclaves énallogènes seraient des fragments de schistes cristallins emballés dans le microgranite et qui auraient conservé leur aspect originel, les enclaves exopolygènes en dériveraient, mais elles auraient été plus ou moins assimilées par le microgranite avec lequel elles présenteraient un contact flou. Quant aux enclaves homœogènes, J. Dubosclard les interpréta, conformément à l'idée de P. Lapadu-Hargues (1949), comme des ségrégations de minéraux ferro-magnésiens.

Dans un travail récent, surtout axé sur la tectonique, H. Huu-Ngniep et C. Gagny (1958) ont démontré l'existence d'une faille en bordure W du laccolite, conformément à la vieille opinion de de Launay que G. Garde et J. Dubosclard avaient cru pouvoir abandonner. Les mêmes auteurs se sont intéressés à la minéralisation en antimoine qui, selon eux, est liée d'une part au domaine microgranitique et, d'autre part, à une phase de tectonique cassante postérieure à la mise en place du laccolite.

J. Grolier a entrepris en 1959 l'étude tectonique des terrains cristallins de la Combraille. Il a déjà apporté (1962) d'importants renseignements sur la structure de cette région, décelant la superposition de deux directions de plissement, l'une ancienne de direction WNW-ESE responsable des grands plis, l'autre récente de direction N-S se traduisant par la présence de microplis. On peut s'attendre à ce que cet auteur fournisse des renseignements sur les conditions de gisement du massif de Pouzol-Servant.

3. — SITUATION GÉOLOGIQUE.

Grâce aux travaux énumérés dans les pages précédentes, on peut résumer comme suit la situation géologique du massif de Pouzol-Servant.

Il s'agit d'une intrusion laccolitique, dans une série cristallophyllienne renversée connue sous le nom de Série de la Sioule. Le toit du massif est constitué par des gneiss à deux micas, son mur par des micaschistes à deux micas.

Le massif de Pouzol-Servant est constitué par un microgranite porphyrique dans lequel on remarque la présence d'enclaves de roches éruptives (homœogènes) et d'enclaves schisteuses plus ou moins assimilées (énallogènes et exopolygènes).

Des filons constitués par une roche semblable à celle du laccolite recoupant les tufs anthracifères de la région de Châteauneuf, on admet que le microgranite de Pouzol-Servant s'est mis en place après le Viséen Supérieur. Il est lui-même recoupé par des filons de microgranite à pinite, par des diabases, et aussi par des filons basaltiques vraisemblablement tertiaires.

Des filons de quartz à stibine recoupent également le massif microgranitique.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU MICROGRANITE ET DE SES ENCLAVES

1. — LE MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT.

C'est une roche d'un gris verdâtre très clair. Localement, en particulier près du contact occidental faillé, il prend une teinte rose plus ou moins accusée. Cette coloration est d'origine tardive.

On remarque à l'œil nu de grands cristaux de feldspath potassique pouvant atteindre jusqu'à 5 centimètres de longueur, des phénocristaux plus petits de plagioclase (1 cm) et de quartz (0,5 cm) souvent groupés en agrégats, et des paillettes de chlorite (0,5 cm). Entre ces phénocristaux s'étend une pâte microgrenue de couleur blanche. Phénocristaux et pâte occupent sensiblement le même volume (50 %).

L'examen au microscope permet de préciser cette description.

Les phénocristaux :

Le quartz se présente parfois en cristaux rigoureusement automorphes, mais il est le plus souvent arrondi et envahi par des golfes de corrosion en doigts de gant, où pénètre la pâte microgrenue. Il peut contenir en inclusion des paillettes de chlorite, ou de petits plagioclases.

Le feldspath alcalin forme de grandes sections bien automorphes contenant des inclusions de quartz, plagioclase, chlorite et biotite. Ce feldspath est limpide au centre mais terni à la périphérie et au voisinage des inclusions. Il est parfois mâclé suivant la loi de Carlsbad, mais ne présente jamais de mâcles polysynthétiques. Son angle d'axe est faible, voisin de 40° . L'étude aux Rayons X de ce minéral a montré qu'il était de symétrie monoclinique. On peut donc parler d'orthose.

Le plagioclase, une andésine à An 35, se présente en cristaux bien automorphes, souvent zonés et profondément altérés : séricitisés et ternis. On y trouve fréquemment des mâcles complexes. Parfois plusieurs phénocristaux sont agglutinés (gloméroporphyrisme). Le plagioclase contient souvent des inclusions de chlorite ou de petits cristaux de quartz.

La chlorite, une pennine verte à forte dispersion, est souvent rongée par la pâte microgrenue ou par les phénocristaux avoisinants. Elle contient de façon très générale des inclusions de rutile, et parfois de minerais opaques. De la calcite s'insinue souvent entre ses feuillets qu'elle déforme.

Cette chlorite est manifestement le produit de remplacement d'une biotite originelle, qui est toujours intégralement transformée dans le microgranite. C'est seulement à l'intérieur des phénocristaux de feldspath que l'on observe des cristaux de biotite imparfaitement chloritisés, ou parfois même intacts.

Il existe aussi, localement, un peu de chlorite en sphérolites ; elle est sans doute d'origine tardive.

En raison de leurs relations mutuelles on peut admettre que les phénocristaux se sont développés dans l'ordre suivant :

- biotite d'abord,
- plagioclase et quartz, à peu près simultanément,
- orthose enfin.

La chloritisation est un phénomène tardif postérieur à la formation des grands cristaux de feldspath potassique.

La pâte :

Entre les phénocristaux s'étend une pâte très fine dans laquelle on observe :

- du quartz en petits grains xénomorphes,
- des feldspaths ternis où l'on distingue avec peine un feldspath alcalin très abondant et quelques petites baguettes de plagioclase séricitisé plus rares,
- très peu de chlorite,
- localement, en faible quantité, de petits agrégats sériciteux provenant peut-être de l'altération d'une cordiérite jamais observée.

Voici d'ailleurs quelques données numériques qui compléteront cette description (compositions volumétriques et indices de Jung et Brousse).

Provenance :	Carrière abandonnée sur N. 715 à 0,9 km du Pont de Menat (Servant) x = 646,1 , y = 123,2	Carrière en exploitation sur N. 715 à Chouvigny (Chouvigny) x = 650,1 , y = 125,4
<i>Phénocristaux :</i>		
Quartz.....	10,7	8,9
Orthose	12,7	8,3
Andésine	12,5	25,2
Chlorite	10,0	7,2
<i>Pâte :</i>		
Quartz.....	12,7	14,6
Feldspath alcalin.....	31,6	28,0
Andésine	4,8	3,2
Chlorite	4,2	4,6
Divers	0,8	
Total	100,0	100,0
<i>Indice de saturation</i>	27	27
<i>Indice de coloration</i>	15	12
<i>Indice feldspathique</i>	72	56

La composition du microgranite de Pouzol-Servant oscille donc, suivant les points, entre celle d'un microgranite subalcalin et celle d'un microgranite monzonitique.

Faciès de bordure.

En raison de l'existence d'une faille en bordure W du massif, il n'est pas possible d'étudier le contact du microgranite et des terrains cristallophylliens. Entre la faille et le microgranite sain ne subsiste qu'une mince passée micaschisteuse mylonitisée.

Heureusement il n'en n'est pas de même à l'Est où, le long de la vallée de la Sioule, en bordure de la route, on peut observer le contact de la roche éruptive et de micaschistes à deux micas.

Ces derniers ne présentent pas de transformation bien marquée, tout au plus peut on signaler l'apparition d'un peu de cordiérite à quelques centimètres du microgranite, et le développement de cristaux de tourmaline. Ce minéral devient extrêmement abondant au voisinage immédiat de la roche éruptive sur 1 cm d'épaisseur environ. Par ailleurs les minéraux des micaschistes présentent des signes de cataclase.

Le microgranite de bordure est d'une teinte gris verdâtre, il devient rouge par altération. Il est beaucoup moins porphyrique que le microgranite normal. Les phénocristaux (quartz, plagioclase, biotite plus ou moins totalement transformée en chlorite et calcite) ne constituent pas plus de 10 % du volume de la roche, alors qu'ils forment 50 % du microgranite typique. Les grands cristaux d'orthose ont disparu.

Ce faciès de bordure à grain fin passe rapidement, en une dizaine de mètres, au microgranite porphyrique normal.

En raison de l'altération poussée de cette roche, j'ai dû renoncer à en effectuer l'analyse modale.

Conditions de cristallisation :

Il n'est pas courant de trouver des massifs de roches microgrenues aussi vastes que celui de Pouzol-Servant. D'ordinaire des roches analogues constituent plutôt de minces filons où se cantonnent à la périphérie de certains massifs de roches grenues. A Pouzol-Servant on n'a jamais trouvé de roches grenues.

Il faut donc imaginer que le magma ayant donné naissance au microgranite, a cristallisé dans des conditions assez particulières, sans doute fort près de la surface. Une intrusion analogue, la microgranodiorite quartzifère de Cavallo (Algérie) a été étudiée par L. Glangeaud (1934) qui est arrivé à la conclusion d'une mise en place superficielle. Selon cet auteur « il est même probable que des apophyses ont atteint la surface en donnant des dômes dans le genre de celui de la Montagne Pelée ».

La chloritisation :

Il faut souligner la présence générale de chlorite dans le microgranite. Une faible partie de celle-ci, disposée en sphérolites, peut être considérée comme un minéral primaire, ayant cristallisé tardivement dans le microgranite. Par contre la plus grande partie, associée à des grains de rutile et à de la calcite, dérive manifestement d'une biotite plus ancienne.

Dans le microgranite la chloritisation a été totale, on ne trouve des cristaux de biotite imparfaitement chloritisés ou intacts qu'au milieu des phénocristaux d'orthose.

Ainsi, seuls ont échappé à la chloritisation les cristaux de biotite pris en inclusions. Dans ces conditions, on peut imaginer que ce phénomène est dû à une bouffée hydrothermale postérieure à la formation de grands cristaux d'orthose et n'ayant pu, de ce fait, atteindre les cristaux de biotite protégés par un écran de matière cristalline. Ce phénomène a dû par ailleurs être antérieur à la cristallisation totale du magma puisque la biotite de la pâte a été totalement transformée.

Nous verrons que l'étude des enclaves nous apportera de nouvelles précisions sur la chloritisation.

2. — LES ENCLAVES DU MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT.

On remarque facilement la présence dans le microgranite d'enclaves de plusieurs types. Les unes, de couleur grise, ont allures de fragments de roches éruptives microgrenues ou à grain fin, ce sont les enclaves microgrenues.

Les autres d'allure schisteuse, semblables à des fragments de roches cristallophyl-liennes seront décrites sous le nom d'enclaves de schistes cristallins. Les plus riches en biotite constituent le groupe des enclaves surmicacées.

a) LES ENCLAVES MICROGRENUES.

Ce sont des corps arrondis, parfois elliptiques, plus rarement étirés en haltère. Leur taille est en général de l'ordre du décimètre, certains exceptionnels il est vrai, atteignent une longueur d'un mètre.

Leur teinte est grise, nettement plus sombre que celle du microgranite qui les entoure, ce qui permet de les reconnaître facilement. Les plus sombres sont ceux qui ont le grain le plus fin.

Il y a en effet des différences de grain assez notables. Certaines enclaves sont constituées par des roches grenues à grain fin, dont les cristaux atteignent 1 à 2 mm, d'autres sont formées par une pâte microgrenue dont on ne distingue les constituants qu'au microscope.

Il arrive que l'on trouve des enclaves à grain différent, emboîtées l'une dans l'autre. Dans ces conditions j'ai toujours observé la roche grenue au centre, enclavée dans la roche réellement microgrenue.

Certaines de ces enclaves contiennent en outre des fragments anguleux de schistes cristallins, analogues à ceux qu'on peut trouver dans le microgranite lui-même.

Le contact entre les enclaves microgrenues et le microgranite est parfois net, mais très souvent diffus. On voit alors des veines « granitoïdes » diffuses se développer dans l'enclave, accompagnée de grands cristaux feldspathiques arrondis du type rapakivi (fig. 1, planche VII).

Structure des enclaves microgrenues. — Au microscope on constate qu'il n'existe pas de différence notable de structure, hormis la taille des minéraux, entre les enclaves typiquement microgrenues et les enclaves à grain fin. Chez les unes et les autres on observe en effet une structure du type doléritique, caractérisée surtout par la présence d'une trame de baguettes de plagioclase automorphe et de petites paillettes de chlorite dans les mailles de laquelle se localisent de petits grains xénomorphes de quartz, et éventuellement de feldspath alcalin.

Dans les types franchement microgrenus on remarque souvent la présence de « phéno-cristaux », gros quartz globuleux contenant des inclusions de chlorite ou grands plagioclases automorphes parfois groupés en amas.

Les zones de transition entre enclaves et microgranite sont caractérisées par un grain irrégulier. Au milieu de la pâte microgrenue apparaissent de petites tâches grenues ou s'associent des cristaux xénomorphes de feldspath alcalin de quartz et de plagioclase.

Composition minéralogique des enclaves microgrenues. — Le quartz, qui constitue en moyenne 15 à 20 % du volume de la roche, est représenté par de rares grandes sections (atteignant jusqu'à 5 mm), globuleuses, sans faces planes, et par de nombreux petits grains

COMPOSITIONS MODALES DES ENCLAVES MICROGRENUES

ÉCHANTILLONS	I	II	III	IV	V	VI
Quartz.....	15	14	18	19	15	17
Feldspath alcalin	tr.	tr.	1	1	1	3
Plagioclase	57	61	56	58	60	61
Chlorite	27	23	21	19	24	17
Divers	Apatite Calcite	Apatite Calcite	Apatite Epidote	Apatite Calcite Minerais	Apatite Calcite Séricite	Apatite Epidote Grenat
<i>Saturation</i>	21	18	24	24	24	21
<i>Coloration</i>	28	25	26	22	24	19
<i>Feldspathique</i> ..	0	0,5	1,5	2	2	5

PROVENANCE DES ÉCHANTILLONS :

Les noms des communes sont entre parenthèses.

- I : Carrière abandonnée sur N. 715, à 1 km, 200 au N. du Pont de Menat (Servant),
x = 646,3 — y = 121,1.
- II : N. 715 à 5,500 km au N. du Pont de Menat (Chouvigny), x = 649,3 —
y = 125,2.
- III : N. 715 à 5,500 km au N. du Pont de Menat (Chouvigny), x = 649,3 —
y = 125,2.
- IV : Carrière abandonnée. N. 715 à 1,300 km du Pont de Menat (Servant),
x = 646,4 — y = 123,1.
- V : Carrière abandonnée à 0,900 km du Pont de Menat, sur N. 715 (Servant),
x = 646,1 — y = 123,2.
- VI : Carrière abandonnée à 1,200 km du Pont de Menat, sur N. 715 (Servant),
x = 646,3 — y = 123,1.

ÉCHANTILLONS	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Quartz.....	20	21	18	14	20	26	17
Feldspath alcalin...	3	3	3	6	13	16	20
Plagioclase	58	51	51	57	48	43	44
Chlorite	19	21	24	20	14	15	16
Divers	Apatite Epidote	Apatite Calcite Séricite	Apatite Calcite	Apatite Epidote Calcite	Apatite Epidote Séricite	Apatite Epidote	Apatite Epidote
<i>Saturation</i>	25	28	24	18	25	31	21
<i>Coloration</i>	19	26	28	23	19	15	19
<i>Feldspathique</i>	5	5	6	9	22	27	31

PROVENANCE DES ÉCHANTILLONS :

Les noms des communes sont entre parenthèses.

- VII : Carrière abandonnée, N. 715 à 1,200 km du Pont de Menat (Servant),
 $x = 646,3$ — $y = 123,1$.
VIII : Carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$ — $y = 125,4$.
IX : Carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$ — $y = 125,4$.
X : Carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$ — $y = 125,4$.
XI : Carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$ — $y = 125,4$.
XII : Carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$ — $y = 125,4$.
XIII : N. 715 à 5,500 km au N. du Pont de Menat (Chouvigny), $x = 649,3$ —
 $y = 125,2$.

xénomorphes logés dans les interstices de la trame plagioclasique. Les grandes sections sont souvent entourées par une auréole de chlorite.

Le feldspath alcalin se présente en sections xénomorphes ternies par de minuscules inclusions (produit argileux ?).

Le plagioclase (An 30) s'en distingue par la présence de mâcles polysynthétiques et une séricitisation constante. Comme le feldspath alcalin, le plagioclase n'est pas limpide car d'innombrables et minuscules inclusions lui confèrent un aspect nuageux. Cet aspect terne, commun aux divers feldspaths du microgranite et de ses enclaves, est peut être lié, comme la chloritisation des biotites à une action hydrothermale.

La chlorite, comme celle du microgranite encaissant, s'est développée secondairement aux dépens de biotite. Elle contient de nombreuses inclusions de rutile.

Les constituants accessoires des enclaves sont : l'apatite finement aciculaire, la calcite et localement l'épidote.

Le tableau indique la composition minéralogique volumétrique de 13 enclaves, analysées au compteur de points. Il comporte en outre les valeurs des indices de Jung et au Brousse correspondants.

La majorité des enclaves microgrenues sont donc constituées par des microdiorites quartziques, quelques échantillons plus rares, un peu plus riches en feldspath alcalin, se classant parmi les microgranodiorites.

Il convient de rapprocher ces roches, si nous cherchons leur origine, des enclaves microgrenues de la bordure microgranitique du massif de l'Aigoual. Comme ces dernières, les enclaves microgrenues de Pouzol-Servant font penser à des lamprophyres, et l'on imagine alors des injections magmatiques un peu plus anciennes que l'intrusion du microgranite, disloquées et reprises en enclaves par ce dernier.

L'existence d'enclaves de schistes cristallins dans certaines enclaves microgrenues et l'absence de toute transition entre les deux roches incite en effet à penser :

- que les enclaves microgrenues ne proviennent pas de l'assimilation par le microgranite de morceaux de schistes cristallins d'origine étrangère,
- qu'elles sont donc des fragments de roches éruptives entrées en contact avec les schistes cristallins avant la venue du microgranite.

b) LES ENCLAVES DE SCHISTES CRISTALLINS ET LES ENCLAVES SURMICACÉES.

On remarque par ailleurs dans le microgranite la présence de nombreux fragments de roches métamorphiques. Le terme d'enclaves de cornéennes ne convient pas pour les désigner, en effet ces roches ont conservé très nettement leur schistosité cristallophyllienne originelle, et on reconnaît facilement en elles des fragments de micaschistes ou de gneiss, il vaut mieux les appeler tout simplement enclaves de schistes cristallins.

Dans ce massif il n'est pas nécessaire non plus d'individualiser les enclaves surmicacées avec autant de rigueur que dans les autres massifs. Les enclaves les moins micacées ayant conservé un aspect schisteux, il n'y a pas de différence fondamentale entre les enclaves les plus riches en micas et les plus pauvres, toutes les transitions existant entre ces deux extrêmes.

Les enclaves de schistes cristallins ont le plus souvent une forme anguleuse, les plus micacées peuvent être lenticulaires. Leur taille varie de quelques centimètres à quelques décimètres.

Le contact enclave-microgranite est généralement net. Parfois il arrive que le microgranite s'insinue entre les feuillets du schiste cristallin. Dans certain cas le magma est parvenu à cliver une enclave en plusieurs fragments.

Au contact des enclaves le microgranite ne présente pas de modification notable, tout au plus observe-t-on localement un léger enrichissement en chlorite sur quelques millimètres. Ceci provient sans doute d'une légère contamination.

Au contact du microgranite les enclaves les plus micacées présentent une mince couche de couleur verte due à la présence de chlorite. Le cœur des mêmes enclaves est brun, il contient de la biotite fraîche. La biotite de la partie périphérique des enclaves a donc été chloritisée, sans doute sous l'effet d'actions hydrothermales en provenance du microgranite. La biotite du cœur des enclaves a été protégée comme celle qui, dans le microgranite, avait été prise en inclusion dans les phénocristaux d'orthose.

Les enclaves les moins micacées ont un aspect rubané, dû à l'alternance de minces lits micacés et de couches quartzo-feldspathiques plus larges et de couleur blanche. Dans ces enclaves la biotite ne subsiste qu'au centre des lits micacés les plus épais. Ailleurs, au contact du microgranite, ou au contact des lits quartzo-feldspathiques, elle a été chloritisée (photo 2, planche VII).

De l'étude de la chloritisation dans le microgranite nous avons tiré les idées suivantes :

- la chlorite s'est développée secondairement, aux dépens de biotite primaire,
- la chloritisation s'est produite après la cristallisation des derniers phénocristaux, mais avant la cristallisation totale de la pâte.

L'étude du même phénomène dans les enclaves surmicacées nous montre qu'au moment où il s'est produit, les lits quartzo-feldspathiques des enclaves se trouvaient dans un état assez analogue à celui de la pâte du microgranite, sans doute partiellement mobilisé.

Structures des enclaves de schistes cristallins et des enclaves surmicacées.

Examinées au microscope les enclaves de schistes cristallins présentent le plus souvent une alternance de lits granoblastiques constitués par du quartz et des feldspaths et de lits lépidoblastiques formés par de la biotite associée éventuellement à divers minéraux alumineux.

On remarque en outre que de nombreuses enclaves sont extrêmement plissotées (photo 4, planche VII). Selon J. Grolier qui a bien voulu les examiner, les microplis des enclaves présentent le même style « en chevrons » que les microplis des micaschistes de la région. Le développement de ces plis serait indépendant de l'intrusion des roches éruptives, microgranite de Pouzol-Servant ou granite des Colettes, mais leur direction méridienne dans les micaschistes permettrait de les attribuer éventuellement à la même phase tectonique que la genèse du Grand Sillon Houiller.

Composition minéralogique des enclaves de schistes cristallins et des enclaves surmicacées.

Il n'est pas possible d'indiquer une composition minéralogique commune à toutes les enclaves. La composition varie d'une enclave à l'autre et, à l'intérieur d'une même enclave, d'un lit à l'autre.

Des associations minéralogiques bien différentes coexistent à quelques millimètres les unes des autres dans des lits différents. On peut distinguer en gros :

- des enclaves quartzo-feldspathiques riches en silice, présentant des lits clairs de quartz et de feldspaths, et des lits sombres ou s'associent de la biotite et des minéraux alumineux tels que cordiérite, andalousite, sillimanite ;
- des enclaves micacées pauvres en silice, dont les lits clairs sont formés principalement par un feldspath alcalin micropéritique assez fortement sodique et par du plagioclase,

et les lits sombres par un mélange de biotite, sillimanite, andalousite, cordiérite, corindon et spinelle.

Quelques enclaves contiennent un peu de grenat. C'est apparemment un minéral ancien, produit par le métamorphisme régional, et partiellement remplacé ultérieurement par de la biotite ou de la chlorite.

Localement l'andalousite présente des propriétés particulières qui ont permis de diagnostiquer une variété manganésifère appelée viridine.

Les proportions des différents constituants ont été appréciées grâce au compteur de points dans un certain nombre d'enclaves, qui, à dessein, ont été choisies aussi dissemblables que possible, mais qui proviennent toutes de la grande carrière exploitée à Chouvigny ($x = 650,1$ — $y = 125,4$).

Type d'enclave	Quartzo-feldspathique	Quartzo-feldspathique	Micacé et alumineux	Micacé et alumineux	Micacé très alumineux	Hyper-alumineux
Quartz.....	5	2	2	2	2	0
F. alcalin.....	44	45	2	0	13	0
Plagioclase.....	27	32	48	48	18	traces 0,5
Biotite +						
Chlorite.....	19	20	33	40	34	17
Enstatite.....				1		
Andalousite....					13	
Sillimanite.....		traces (0,4)	6		traces	
Cordiérite.....			traces (0,4)	1		
Corindon.....	traces (0,2)					3
Spinelle.....	traces (0,2)				0,5	traces
Séricite.....	3	1	8	8		79
Divers.....	Epidote (1,5) Apatite	Epidote	Grenat Minerais	Grenat Minerais	Grenat (1,5) Tourmaline Minerais	Minerais

Les associations minéralogiques observées nous renseignent sur les conditions du métamorphisme de contact exercé par le microgranite sur ses enclaves. On observe, en effet, des associations caractéristiques du faciès Cornéenne à Pyroxène, tel qu'il a été défini par P. Eskola grâce à la description des cornéennes de la région d'Oslo (V.M. Goldschmidt, 1911).

Ce sont :

- l'association *Andalousite-Cordiérite (Sillimanite, Plagioclase acide, Feldspath alcalin, Quartz, Biotite ou Chlorite)* caractéristique de la classe 1 ;
- l'association *Cordiérite-Enstatite-Plagioclase basique (Biotite ou Chlorite)* correspondant à la classe 4.

D'autres associations, voisines des précédentes, constituent des variantes des classes de Goldschmidt. Elles ont été décrites par C.E. Tilley (1924) dans la région de Comrie (Ecosse).

Ce sont :

- *Cordiérite* (*Quartz, Plagioclase, Feldspath alcalin, Biotite ou Chlorite*) qui correspond à la classe 1 de Goldschmidt, mais plus précisément à la variante 1 A de Tilley ;
- l'association *Andalousite et Sillimanite* (ou *Sillimanite seule*) – *Cordiérite-Spinelle* (*Plagioclase, Feldspath alcalin, Biotite ou Chlorite*) correspondant aussi à la classe 1 de Goldschmidt mais qui traduit un déficit en silice, c'est la variante 1 G de Tilley ;
- l'association *Cordiérite-Corindon-Spinelle* (avec *Plagioclase, Feldspath alcalin, Biotite ou Chlorite*) est encore un équivalent déficitaire en silice de l'association typique de la classe 1, c'est la variante 1 C de Tilley.

On remarque enfin une association réputée très rare : *Andalousite et Sillimanite* (ou *Sillimanite seule*) – *Cordiérite-Corindon-Spinelle*, décrite également par C.E. Tilley à Comrie.

Toutes les associations minérales observées sont réputées de très haute température. Rappelons en particulier que A. de Romeu (1904) a décrit une paragenèse à sillimanite, andalousite, corindon, spinelle, biotite, dans une enclave de gneiss des andésites du Lioran (Cantal).

Certaines particularités dans la répartition des minéraux alumineux méritent d'être signalées.

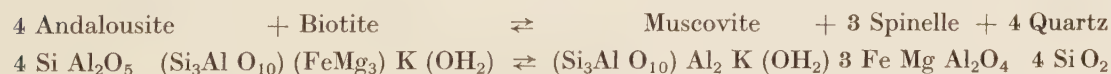
L'andalousite et la sillimanite sont couramment associées ; ceci est généralement considéré comme un signe de métamorphisme très intense, cependant dans le détail on ignore quels sont exactement les rapports entre les domaines de stabilité de ces deux minéraux de même formule.

Le spinelle et le corindon se présentent en certains cas comme des produits de remplacement d'andalousite. On observe assez fréquemment des cristaux d'andalousite auréolés par une couronne à structure vermiculée, formée par de fins cristaux de spinelle et de séricite, avec en outre un peu de biotite et de corindon (photo 3, planche VII). Cette transformation rappelle beaucoup celle que A. Lacroix a observée dans les enclaves énallogènes des laves.

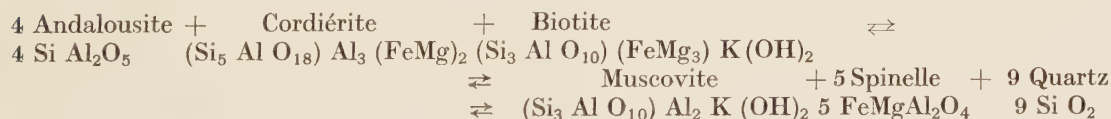
En règle générale la cordiérite est remplacée par de la séricite, parfois par une association de séricite et de spinelle.

Tout se passe donc comme si, à une première génération de minéraux de métamorphisme représentée essentiellement par l'andalousite et la cordiérite et éventuellement dans les roches pauvres en silice par du corindon, succédait une deuxième génération comportant séricite et spinelle.

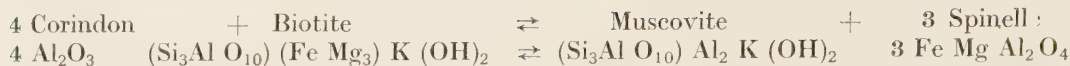
On peut donc soupçonner l'intervention, au cours du métamorphisme, de réactions du type :



qui se produirait dans les cornéennes de la classe 1 ;



dans les cornéennes de la classe 2 :



dans les cornéennes déficitaires en silice, contenant du corindon (1 C).

Parmi ces trois réactions, seule la troisième est topochimique. Les deux premières libèrent de la silice qui, en fait, n'est jamais observée sous forme de quartz, au voisinage de la muscovite et du spinelle, mais qui pourrait bien migrer sur une courte distance et contribuer à l'édification des lits de minéraux clairs intercalés entre les lits alumineux.

Ces lits quartzo-feldspathiques sont constitués par un mélange de feldspath alcalin riche en soude, différent de celui qui constitue les phénocristaux du microgranite, et par un peu de quartz. Ils paraissent provenir de la fusion anatectique partielle des enclaves de schistes cristallins.

Cette façon de voir est en accord avec les résultats des expériences d'anatexie artificielle de H.G.F. Winkler (1957, 1958). La fusion anatectique des roches argileuses commence peu après l'apparition des paragénèses du Faciès Cornéenne à Pyroxène et les premiers produits de fusion ont précisément la composition aplitique observée.

III. — ÉTUDE CHIMIQUE DU MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT ET DE SES ENCLAVES

1. — LISTE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.

Les noms des communes sont entre parenthèses.

Microgranite.

- 284 (*) Microgranite porphyrique, carrière abandonnée, à l'entrée des gorges de la Sioule, sur N. 715 à 0 km, 900 du Pont de Menat. (Servant), x = 646,1, y = 123,2.
Analyste : Mlle J. Dubosclard, 1954.
- 1138 Microgranite porphyrique, carrière en exploitation sur N. 715 (Chouvigny), x = 650,1, y = 125,4.
Analyste : Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1802 Microgranite de Pouzol-Servant. Bord de la N. 715 (Chouvigny), x = 650,3, y = 125,4.
Analyste : Mlle J. Orliac, 1962.

Enclaves microgrenues.

- 293 Enclave microgrenue dans microgranite, carrière en exploitation sur N. 715 (Chouvigny), x = 650,1, y = 125,4.
Analyste : Mlle J. Dubosclard, 1954.
- 1142 Enclave microgrenue parcourue par traînées feldspathiques, dans microgranite de la carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), x = 650, 1, y = 125,4.
Analyste : Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont.

- 1143 Enclave microgrenue parcourue par traînées feldspathiques et avec feldspaths rapakivis, dans microgranite de la carrière exploitée sur la N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$, $y = 125,4$.
 Analyste : Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1775 Enclave microgrenue gris sombre, dans microgranite, carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$, $y = 125,4$.
 Analyste : Mme J. Philibert, 1962.

Enclaves de schistes cristallins.

- 1150 Enclave de micaschiste dans microgranite, carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$, $y = 125,4$.
 Analyste : Mme E. Gamot-Ciceri, 1959.
- 1776 Enclave de micaschiste très alumineux, dans microgranite, grande carrière exploitée sur N. 715 (Chouvigny), $x = 650,1$, $y = 125,4$.
 Analyste : Mme J. Philibert, 1962.

2. *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES
D'OXYDES.
PARAMÈTRES C.I.P.W.-LACROIX ET PARAMÈTRES DE NIGGLI.*

Types de roches		Microgranite			Enclaves microgrenues				Enclaves de schistes cristallins	
N° des analyses		284	1138	1802	1775	1142	293	1143	1150	1776
SiO ₂		65,80	64,05	60,80	59,90	62,70	65,40	66,00	54,80	46,50
Al ₂ O ₃		15,53	18,55	15,10	16,65	18,35	14,22	16,00	22,95	29,95
Fe ₂ O ₃		1,63	0,55	3,15	1,20	0,55	1,30	0,65	0,55	1,35
FeO		1,50	2,95	3,15	4,45	4,15	2,85	3,30	5,20	5,75
MgO		1,61	2,45	2,70	2,80	3,35	3,10	2,40	2,50	2,00
CaO		1,91	2,00	2,30	2,90	0,95	1,40	1,00	2,70	0,90
Na ₂ O		3,46	3,35	2,70	4,50	5,00	4,24	4,65	3,70	1,50
K ₂ O		4,43	3,95	5,15	1,75	1,55	3,19	2,80	4,95	8,30
TiO ₂		0,52	0,45	0,45	0,70	0,50	0,59	0,50	0,70	1,00
P ₂ O ₅		0,29	0,10	0,25	0,30	0,20	0,47	0,20	0,15	0,25
MnO		0,07	tr.	0,05	0,05	tr.	0,07	tr.	0,05	tr.
H ₂ O ⁺		2,22	1,80	4,60	4,15	2,35	2,58	2,15	0,05	2,80
H ₂ O ⁻		0,55	0,40	0,05	0,10	0,45	0,22	0,45	0,25	0,10
Total		99,52	100,60	100,45	99,45	100,10	99,63	100,10	100,45	100,40
C.I.P.W.- Lacroix	p	I'	I (II)	'II	'II	'II	'II	I (II)		
	q	4	4	4	4	4	4	4		
	r	2	2	2	2'	(1) 2	1 (2)	(1) 2		
	s	3	3'	3	4	4'	'4	4		
Paramètres de Niggli	si	295	253	232	219	237	274	280		
	al	41	43	34	36	41	35	40		
	fm	22	26	34	33	33	33	29		
	e	9	9	9	11	4	6	5		
	alc	28	23	23	20	22	26	27		
	k	0,46	0,44	0,55	0,20	0,16	0,33	0,29		
	mg	0,49	0,56	0,45	0,47	0,57	0,58	0,57		

3. — *RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES IONIQUES.*

Types de roches	Microgranite			Enclaves microgrenues				Enclaves de schistes cristallins	
N ^o des analyses	284	1138	1802	1775	1142	293	1143	1150	1776
Si	63,2	60,2	59,5	58,0	59,1	62,5	62,4	51,1	44,0
Al	17,5	20,4	17,4	18,9	20,2	15,9	17,8	25,2	33,2
Fe ⁺³	1,2	0,3	2,2	0,9	0,3	0,9	0,5	0,3	0,9
Fe ⁺²	1,2	2,3	2,5	3,6	3,2	2,2	2,6	4,0	4,5
Mg	2,3	3,5	3,9	4,1	4,8	4,4	3,4	3,5	2,8
Ca	2,0	2,0	2,4	3,0	1,0	1,4	1,0	2,7	0,9
Na	6,5	6,1	5,2	8,5	9,2	7,8	8,5	6,7	2,7
K	5,4	4,7	6,3	2,1	1,8	3,9	3,4	5,8	10,0
Ti	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,5	0,3	0,5	0,7
P	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,5	0,1	0,1	0,2
Mn	0,1		0,1	0,1		0,1		0,1	
Total des cations	99,9	99,9	100,0	99,9	100,0	100,1	100,0	100,0	99,9
O	160,3	159,9	149,2	150,1	157,0	157,9	159,3	152,2	149,8
OH	14,2	11,3	30,0	25,8	14,7	16,4	13,5	12,1	12,0
Total des anions	174,5	171,2	179,2	175,9	171,7	174,3	172,8	164,3	161,8

4. — DISCUSSION DES RÉSULTATS.

Comparaison du microgranite et de ses enclaves microgrenues.

Les teneurs en Si, Al, Fe^{+3} et Ca des deux types de roches sont voisines.

Le microgranite est beaucoup plus riche en potasse que ses enclaves qui, par contre, sont plus riches que lui en Fe^{+2} , Mg et surtout Na.

Comparaison des différentes enclaves microgrenues.

Certaines enclaves microgrenues ont été choisies pour leur contour bien net (1775) d'autres, au contraire, pour leur contact diffus avec le microgranite (1142, 293, 1143). Ces dernières sont parcourues de veines « granitoïdes » et peuvent même présenter localement (1143) de grands cristaux de feldspath alcalin, apparemment développés tardivement sous l'influence du microgranite voisin.

L'enclave 1775 à contour bien net se distingue des autres par :

- des teneurs en Ca et Fe^{+2} un peu plus fortes ;
- des teneurs en Si et K un peu plus faibles.

Les autres éléments ne varient pas notablement.

En admettant que les traînées granitoïdes des enclaves 1142, 293, 1143 aient été développées à l'origine dans des enclaves du type 1775, sous l'influence du microgranite voisin on peut admettre que cette transformation s'est accompagnée de :

- un enrichissement en Si et K,
- un départ de Fe^{+2} et Ca.

Comparaison des différentes enclaves de schistes cristallins.

C'est intentionnellement qu'on a analysé deux enclaves assez différentes l'une de l'autre. L'enclave 1150 est du type quartzofeldspathique (quartz + feldspaths = 75 % de son volume), elle est, de plus, relativement peu micacée (biotite + chlorite = 19 %). Au contraire l'enclave 1776 est d'un type beaucoup plus alumineux (quartz + feldspaths = 33 % du volume seulement, alors que, biotite + chlorite = 34 %). Il est normal que cette dernière présente des teneurs en Al, Fe^{+3} , Fe^{+2} Ti nettement plus élevées, remarquons en outre sa teneur record en K. Par contre l'enclave quartzofeldspathique est plus riche en Si, Na, Mg et Ca.

5. — TENEURS EN DIVERS OLIGO-ÉLÉMENTS MÉTALLIQUES DU MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT ET DE SES ENCLAVES.

Divers oligo-éléments métalliques ont été dosés par Mme C. Jamond et par Mlles C. Barrau et F. Gouvernaire.

Les résultats de ces dosages, exprimés en ppm (partie par million), sont indiqués dans le tableau suivant qui comporte en outre les teneurs moyennes des différentes roches d'après Mlle C. Barrau (1962) et les teneurs en uranium, obtenues grâce aux dosages fluorimétriques effectués par Mme E. Gamot-Cicéri.

Types des roches	Microgranites				Enclaves microgrenues					
N° des analyses chimiques	284	1138	1802	Moyenne C. Barrau	1775	1142	293	1143	Moyenne C. Barrau A	Moyenne C. Barrau B
Ni	31	65	13	40	15	87	28	71	40	122
Cr.....	31	75	57	43	56	233	68	99	29	230
Cu	29	28	12	23	19	67	58	31	33	123
Mo	0	tr.	0	tr.	0	tr.	0	tr.	0	0
Ag	0	tr.	0	tr.	0	tr.	0	tr.	0	0
Sn	7	tr.	42	8	17	16	9	15	13	13
Pb	31	118	8	31	41	12	31	20	43	43
U	7	9	23	n. d.	9	6,5	2,5	5	n. d.	n. d.

— Suite des teneurs en divers oligo-éléments métalliques du microgranite de Pouzol-Servant et de ses enclaves.

Types des roches	Enclaves de schistes cristallins			Schistes cristallins de la série de la Sioule		
N° des analyses chimiques	1150	1176	Moyenne C. Barrau	C. Barrau		
				Micaschiste inf.	Gneiss sup.	Gneiss inf.
Ni	87	114	130	53	69	79
Cr.....	171	255	467	160	86	162
Cu	380	14	100	27	25	38
Mo	tr.	0	0	0	0	0
Ag	3	0	0	0	0	0
Sn	10	7	9	7	4	4
Pb	72	17	109	14	14	8
U	3,5	3,5	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.

Parmi les huit éléments recherchés, l'argent et le molybdène ne sont présents qu'à des doses infinitésimales, qu'il est pratiquement impossible d'apprécier par la méthode spectrographique utilisée. Le nickel, le cuivre, le chrome, l'étain, le plomb et l'uranium sont heureusement mieux représentés.

Le Nickel est présent en quantité assez forte dans le microgranite. Les enclaves microgrenues, d'après C. Barrau (1962), se répartissent en deux groupes distincts, l'un ayant une teneur en Ni voisine de celle du microgranite, l'autre nettement plus riche.

Les enclaves de schistes cristallins sont un point de concentration importante du nickel. Il y est beaucoup plus abondant que dans les schistes cristallins prélevés en dehors du massif.

Le Chrome se comporte de façon absolument identique. Les enclaves microgrenues en contiennent soit relativement peu, comme le microgranite qui les entoure, soit beaucoup plus que ce microgranite.

Les enclaves de schistes cristallins sont plus riches en chrome que les schistes cristallins pris à l'extérieur du massif.

Le Cuivre est réparti de la même façon que le chrome et le nickel. Il permet également de diagnostiquer l'existence de deux lots d'enclaves microgrenues.

L'Etain est réparti de façon beaucoup plus homogène dans les différents types de roches.

Les enclaves microgrenues en contiennent un peu plus que le microgranite qui les entoure. Les enclaves de schistes cristallins présentent des teneurs légèrement plus fortes que les gneiss ou micaschistes de la série de la Sioule.

Le Plomb est présent en quantités à peu près semblables dans le microgranite et dans ses enclaves microgrenues. Les enclaves de schistes cristallins sont nettement plus riches que les formations dont elles proviennent.

L'Uranium est surtout abondant dans le microgranite.

Les conclusions que l'on peut tirer de cette étude sont voisines de celles que nous avons pu présenter dans les autres massifs étudiés.

Les enclaves de schistes cristallins sont toujours plus riches en oligo-éléments et notamment en Ni, Cr et Cu, que les formations dont elles dérivent. On peut donc admettre qu'un processus de concentration est intervenu. On peut imaginer soit que les enclaves de schistes cristallins représentent les résidus de fragments de roches étrangères plus gros qu'elles en partie dissous dans le microgranite, soit que certains éléments du microgranite ont migré vers les enclaves de schistes cristallins où ils se sont concentrés.

Dans l'ensemble le microgranite et ses enclaves microgrenues présentent des teneurs en U, Pb, Sn, Mo, Ag, sensiblement du même ordre. Certaines enclaves microgrenues présentent en outre des teneurs en Ni, Cr et Cu voisines de celles du microgranite, tandis que d'autres sont beaucoup plus riches en ces trois éléments.

Pour l'instant on ne parvient pas à expliquer de façon satisfaisante l'existence de ces deux groupes géochimiques d'enclaves microgrenues, l'examen pétrographique de tous les échantillons, y compris ceux analysés par Mlle C. Barrau, ayant montré qu'ils sont semblables, à d'infimes différences près.

IV. — CONCLUSIONS SUR LE MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT

Le massif de Pouzol-Servant est constitué par une roche porphyrique dont la composition oscille, suivant les échantillons, entre les microgranites subalcalins et les microgranites monzonitiques.

Le microgranite contient deux sortes d'enclaves :

- *des enclaves de roches éruptives microgrenues* ou grenues très fines, qui sont des microdiorites quartziques ou, plus rarement, des microgranodiorites. Le microgranite qui les entoure les pénètre en veines diffuses au niveau desquelles on observe parfois de grands cristaux de feldspath potassique. Ces enclaves paraissent témoigner de la mise en place, un peu avant la venue du microgranite principal, de roches éruptives microgrenues que le microgranite aurait ensuite disloquées et en partie assimilées ;
- *des enclaves de schistes cristallins* facilement reconnaissables, qui présentent des paragenèses minérales caractéristiques des plus hauts stades du métamorphisme de contact, et qui ne sont jamais ni granitisées, ni feldspathisées. Elles présentent souvent un rubanement caractéristique, avec alternance de lits sombres constitués par un mélange de micas et de minéraux alumineux, et de lits clairs de composition aplitique.

Il semble que les lits clairs proviennent de la fusion anatectique des enclaves. Les lits sombres paraissent avoir subi un phénomène de désilication, car à une première génération de minéraux de métamorphisme (andalousite et cordiérite), en a succédé une seconde qui traduit un déficit de silice accentué (corindon et spinelle). Les deux phénomènes sont peut être en relation, la désilication des lits alumineux contribuant à la formation des lits clairs.

Un autre fait remarquable est la présence très générale de chlorite dans le microgranite et les enclaves. La plus grande partie de cette chlorite provient de la transformation d'une biotite plus ancienne. La subsistance d'un peu de biotite, au cœur des phénocristaux de feldspath potassique d'une part et dans certaines enclaves de schistes cristallins d'autre part, tend à faire penser que la chloritisation est due à des actions hydrothermales relativement précoces et liées génétiquement à la cristallisation du microgranite lui-même (voir p. 134 et p. 139).

La progression de la chloritisation le long des lits quartzo-feldspathiques des enclaves de schistes cristallins est un argument pour penser que ces lits sont passés par un état de mobilisation.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LES ENCLAVES DES GRANITES CIRCONSCRITS

Au terme de cette étude sur les enclaves de quelques massifs granitiques circonscrits, il est nécessaire de résumer rapidement les résultats obtenus.

Dans le Sidobre, l'Aigoual et le Saint-Guiral-Liron, dans le granite du Mayet-de-Montagne et le microgranite de Pouzol-Servant, on reconnaît la présence de trois *principaux types d'enclaves* qui sont :

- des enclaves de roches éruptives microgrenues ou à grain fin dites « enclaves microgrenues » ;
- des enclaves de cornéennes ou de schistes cristallins qui s'en rapprochent plus ou moins ;
- des enclaves surmicacées.

On remarque en outre, localement, la présence de quelques schlieren micacées.

I. — LES ENCLAVES MICROGRENUES

Les enclaves microgrenues sont présentes dans tous les massifs étudiés.

Sur le terrain ce sont en général les plus courantes de toutes les enclaves.

Elles sont aussi abondantes au centre des massifs qu'à leur périphérie. On en trouve même à quelques mètres des terrains métamorphiques encaissants.

En général elles occupent de 0,1 % à 1 % du volume du granite. Dans certains cas, d'ailleurs rares, la proportion atteint ou dépasse 10 %. Les granites hololeucocrates à muscovite en sont extrêmement pauvres.

On les reconnaît habituellement grâce aux caractères suivants :

- contour arrondi,
- contact net ou diffus, parfois des veines granitoïdes les pénètrent,
- adhérence parfaite au granite dont on ne peut les séparer lorsqu'il est frais,
- absence de croûte micacée, mais souvent au contraire, présence d'une enveloppe leucocrate correspondant à un enrichissement local du granite en éléments blancs, et notamment en feldspath potassique,
- allure de roche éruptive,
- texture équante,
- structure à grain fin ou réellement microgrenue, souvent porphyrique,

- présence fréquente de grands cristaux de feldspath potassique quand le granite est porphyroïde,
— teinte souvent plus sombre que le granite (*).

Au microscope on remarque essentiellement :

- des structures de vraies roches éruptives, le plus souvent doléritiques(**) avec les deux variétés poecilitique et ophitique ; parfois aussi des structures microgrenues porphyriques banales ;
- le plus souvent l'absence d'orientation des éléments, mais ce caractère n'est pas absolu ;
- une composition minéralogique banale, en rapport avec celle du granite voisin. On remarque en particulier que les enclaves microgrenues contiennent de la biotite quand le granite est à biotite (Sidobre, microgranite de Pouzol-Servant) et qu'il s'y ajoute amphibole et éventuellement pyroxène quand les mêmes minéraux se trouvent dans le granite (Mayet-de-Montagne, Aigoual, Saint-Guiral-Liron) ;
- un aspect inhabituel de l'apatite, en longues et très fines aiguilles souvent creuses, qui contraste avec l'aspect en prismes courts du même minéral dans le granite.

Selon P.J. Wyllie, K.G. Cox et G.M. Biggar (1962), qui ont fabriqué synthétiquement des apatites, les cristaux aciculaires de ce minéral seraient dus à une cristallisation magmatique très rapide, dans un milieu liquide dépourvu de vapeur d'eau.

L'étude aux Rayons X des grands cristaux de feldspath potassique présents dans certaines enclaves microgrenues permet, dans certains cas, de préciser leur origine. Les uns, rigoureusement semblables aux porphyroblastes du granite, peuvent très bien en provenir par voie métasomatique comme l'ont affirmé R. Perrin et M. Roubault (1939). Mais d'autres généralement arrondis, de composition et de symétrie différentes de celles des porphyroblastes du granite, appartiennent certainement en propre aux enclaves dont ils sont de vrais phénocristaux. Les deux types peuvent coexister dans les mêmes enclaves (J. Didier et J. Mergoil, 1963).

L'analyse modale et l'analyse chimique permettent de distinguer éventuellement plusieurs catégories d'enclaves microgrenues.

Le Sidobre n'en contient qu'un seul type.

L'Aigoual, le Saint-Guiral-Liron, le Mayet-de-Montagne en renferment au contraire plusieurs (trois) ; il en est de même du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset (deux types d'après F. Lauzac, 1960).

On a reconnu jusqu'à présent :

- des enclaves microgrenues claires, minéralogiquement voisines du granite, dont elles diffèrent surtout par la structure ;
- des enclaves microgrenues sombres plagioclasiques ;
- des enclaves microgrenues sombres, plus riches en feldspath alcalin, monzonitiques ou subalcalines suivant le cas.

Il est d'ailleurs possible que d'autres massifs granitiques puissent présenter d'autres types d'enclaves microgrenues.

(*) Il existe aussi (granite de l'Aheleheg, Massif du Hoggar, Algérie) des enclaves plus claires que le granite encaissant.

(**) Terme pris au sens large purement structural, précisé à propos des enclaves du granite du Sidobre.

Origine des enclaves microgrenues.

La recherche de l'origine des enclaves microgrenues doit tenir compte de leur diversité et ne pas vouloir, à tout prix, donner une origine unique à des enclaves manifestement différentes.

Les faits capitaux à garder en mémoire sont les suivants :

1. — Les enclaves microgrenues ont tous les caractères structuraux de vraies roches éruptives.
2. — Elles n'ont rien à voir avec les roches métamorphiques encaissantes. Leur répartition n'est pas liée à la proximité du contact, et d'autre part les enclaves de roches encaissantes se reconnaissent facilement dans les granites, grâce à des caractères totalement différents de ceux des enclaves microgrenues (voir plus loin). L'existence d'enclaves doubles, enclaves microgrenues contenant des fragments anguleux de cornéenne avec contact net entre les deux types de roches est d'ailleurs un argument catégorique.
3. — Les enclaves microgrenues sont congénères du granite qui les entoure. La nature de leurs minéraux ferro-magnésiens notamment est en rapport avec la composition minéralogique du granite.
4. — Les enclaves microgrenues ne sont pas toutes très basiques, certaines sont même de composition très voisine de la roche qui les entoure.
5. — Leur présence dans le granite n'est pas un effet du hasard puisqu'on en trouve dans les massifs circonscrits du monde entier.

Examen de quelques théories antérieures.

En s'appuyant sur ces faits, je pense que l'on peut réfuter catégoriquement un certain nombre d'explications qui font appel à une origine étrangère de l'enclave ou d'une partie de son matériel. Les enclaves microgrenues ne sont ni des fragments de roches éruptives étrangères rencontrées par hasard (*) et englobées par le granite, ni des fragments de roches sédimentaires ou métamorphiques modifiées.

Les enclaves microgrenues ne semblent pas davantage représenter des portions de granite endomorphisées par l'assimilation de roches étrangères. En effet, dans les massifs du Sidobre et du Saint-Guiral-Liron, qui en certains points entrent en contact avec des calcaires, les enclaves microgrenues sont rigoureusement les mêmes dans toutes les parties des massifs, que ce soit au contact de calcaires ou au contact de micaschistes.

D'ailleurs les massifs en question ne semblent pas présenter le moindre endomorphisme de style classique. Au contact des calcaires les granites monzonitiques ou les granodiorites font place à des aplites extrêmement riches en Si et en alcalins, qui font beaucoup plus penser aux faciès de bordure acides décrits par C.E. Tilley (1949) ou I.D. Muir (1953) en Grande-Bretagne, qu'aux bordures basiques endomorphes des œuvres classiques de Aug. Michel-Lévy ou de A. Lacroix.

Il n'est pas besoin non plus de retenir la théorie de la liquation soutenue autrefois par Daly et abandonnée depuis longtemps pour son incompatibilité avec nos connaissances expérimentales sur les magmas.

Par contre, il est des théories sur l'origine des enclaves qui méritent davantage d'attention. Rappelons-les sommairement et voyons quels sont leurs avantages et leurs inconvénients.

(*) Je ne nie pas que ce cas puisse se présenter mais il me paraît impossible d'expliquer ainsi la généralité des enclaves microgrenues et en particulier celles des massifs étudiés.

Les unes, mettant l'accent sur le caractère basique des enclaves, les interprètent comme des ségrégations de minéraux basiques ayant cristallisé en premier, qui se seraient agglutinés les uns aux autres ou concentrés par densité dans certaines portions du magma.

En faveur de ces théories, qui bien entendu ne peuvent s'appliquer qu'aux enclaves les plus basiques, on peut citer la similitude des minéraux ferro-magnésiens des enclaves et du granite. On peut par contre leur reprocher de ne pas expliquer pourquoi ces produits de différenciation basique ont cristallisé suivant un mode microgrenu ou doléritique, pourquoi aussi ces agglomérats de minéraux denses se trouvent aussi bien à la périphérie qu'au centre des massifs. On ne voit pas davantage comment de telles enclaves auraient pu englober des fragments de roches étrangères, si les portions de magma qui leur ont donné naissance ne sont pas entré en contact avec les roches encaissantes à moins d'imaginer une ségrégation opérée autour d'une enclave d'origine étrangère.

La théorie de J. de Lapparent (1913) suivant laquelle les enclaves seraient les résidus d'un magma basique initial ayant pris secondairement, par apport de silice et d'alcalins notamment, une composition granitique, s'applique de même aux enclaves microgrenues les plus basiques.

Comme les précédentes elle explique aisément la ressemblance minéralogique du granite et de ses enclaves, elle présente en outre l'avantage de tenir compte des phénomènes de granitisation que l'on observe couramment. Malheureusement l'origine de la cristallisation microgrenue demeure mystérieuse, de même que la présence d'enclaves doubles, si l'on admet, comme J. de Lapparent, que l'évolution du magma basique s'est faite en profondeur, avant l'intrusion du granite.

D'autres explications de l'origine des enclaves reposent sur leur ressemblance avec certaines roches lamprophyriques. Ou bien les enclaves seraient des fragments de vieux lamprophyres disloqués par le granite, ou bien lamprophyres et enclaves seraient contemporains et représenteraient une même tendance de ségrégation d'éléments ferro-magnésiens en excès dans le granite.

Ces théories rendent parfaitement compte de l'origine de la cristallisation microgrenue, mais elles ne peuvent s'appliquer qu'aux enclaves les plus basiques. La première permet de comprendre la feldspathisation que la seconde n'explique pas ; la seconde au contraire fait mieux comprendre la consanguinité avec le granite qui reste assez mystérieuse si les lamprophyres anciens ne sont pas en relation génétique avec lui.

Voir dans les enclaves les résidus de vieux faciès de bordure cristallisés au cours d'étapes intermédiaires de la progression granitique, explique aisément la composition minéralogique des enclaves microgrenues claires, leur structure microgrenue porphyrique, leur feldspathisation et leur granitisation. C'est certainement la théorie la mieux adaptée à l'explication d'un type d'enclave particulier ; il est d'ailleurs possible qu'elle puisse également s'appliquer à certaines enclaves sombres plagioclasiques. En bordure de l'Aigoual on observe en effet, le passage progressif de roches microgrenues claires à des types plus sombres. Cela va de pair avec l'existence de formes de transition entre les enclaves claires et les enclaves sombres plagioclasiques. Cependant, dans les autres massifs, rien ne permet de soutenir une pareille opinion.

En résumé, je crois qu'on peut admettre les points suivants :

La plupart des *enclaves microgrenues sombres* représentent les résidus de roches :

- congénères du granite,
- plus basiques que lui,
- légèrement plus vieilles que lui,
- vraisemblablement bien individualisées au moment de leur cristallisation,

- ayant sans doute été mises en place avant la venue du granite et ayant cristallisé suivant le mode microgrenu,
- puis rattrapées par le magma granitique,
- disloquées,
- en partie assimilées et plus ou moins granitisées.

Les *enclaves microgrenues claires* semblent de même :

- congénères du granite,
- sensiblement de composition granitique,
- parentes des faciès de bordure que l'on peut observer,
- avoir été en contact avec les formations métamorphiques encaissantes et avec les roches microgrenues basiques plus anciennes,
- puis disloquées,
- plus ou moins recristallisées et granitisées.

Je pense qu'elles représentent des produits de cristallisation hâtive du magma granitique, déjà débarrassé de la substance des enclaves microgrenues basiques, qui serait venu au contact des formations métamorphiques. Ces faciès de bordure auraient été disloqués au cours d'une phase ultérieure de la progression granitique, réduits en enclaves et soumis à des recristallisations ou feldspathisations.

A la lumière de cette étude la mise en place des granites circonscrits apparaît comme un enchaînement d'épisodes magmatiques, et d'actions métasomatiques.

Il est vraisemblable que les différentes venues magmatiques responsables de la formation des roches microgrenues n'ont précédé la formation du granite que de peu de temps et que leur réduction en enclaves a suivi immédiatement leur individualisation. Ceci permet de concevoir pourquoi les roches microgrenues n'ont pas subi de métamorphisme de contact, alors que le granite métamorphise les roches éruptives nettement plus vieilles que lui (diorite quartzique du Rocher du Salut en enclaves dans le granite de Royat).

Ceci permet aussi de comprendre pourquoi les roches microgrenues ont été davantage assimilées (enclaves arrondies) que les fragments de cornéennes encaissantes (enclaves anguleuses).

II. — LES ENCLAVES DE CORNÉENNES

Les enclaves de cornéennes et de schistes cristallins cornéifiés ne sont pas aussi abondantes dans les massifs étudiés que les enclaves microgrenues. On en trouve cependant d'assez nombreux échantillons, surtout à la périphérie des massifs. Les enclaves microgrenues des différents types peuvent également en contenir.

Sur le terrain on reconnaît les enclaves de cornéennes grâce aux caractères suivants :

- leur contour est le plus souvent anguleux,
- elles sont soudées intimement au granite et ne se détachent pas de celui-ci lorsqu'il est frais,
- elles ne présentent pas de bordure micacée, mais peuvent dans certains cas être entourées par une auréole granitique leucocrate,
- leur contact avec le granite est net,
- elles ont un grain fin, souvent irrégulier ;
- un aspect rubané ;
- leur teinte est très variable, mais souvent plus sombre que celle du granite ;
- elles ne présentent pas de porphyroblastes feldspathiques.

Ce dernier caractère m'a paru absolu, pourtant je dois signaler que dans le massif de l'Aigoual F. Mourgues (1901) a vu des enclaves de cornéennes feldspathisées que je n'ai pas retrouvées. En d'autres régions des auteurs ont affirmé que des cornéennes pouvaient présenter des porphyroblastes feldspathiques, je les crois volontiers mais je pense qu'il s'agit de granites d'un autre type.

Au microscope ces enclaves se reconnaissent tout aussi facilement à leur structure granoblastique, à la présence de lits parallèles de compositions différentes et surtout à leur minéralogie bien différente de celle du granite qui les entoure.

C'est ainsi qu'on observe fréquemment dans les cornéennes des minéraux ferromagnésiens ou alumineux qui leur sont propres et qui ne se retrouvent jamais dans le granite environnant.

La composition minéralogique et la composition chimique de ces enclaves nous renseignent sur leur origine et sur les conditions du métamorphisme qui les a affectées.

En général elles sont riches en éléments quartzo-feldspathiques et pauvres en minéraux alumineux et en micas. Elles semblent donc provenir de la dislocation de niveaux quartzo-feldspathiques des séries sédimentaires ou métamorphiques rencontrées par les granites.

La composition banale des enclaves de cornéennes rend souvent assez difficile l'identification du Faciès Minéralogique auquel elles appartiennent.

Le plus souvent la présence d'un peu de muscovite (Sidobre) ou de hornblende (Mayet-de-Montagne, Aigoual et Saint-Guiral-Liron) permet de les ranger dans le Faciès Amphibolite, ou plus précisément, dans le Faciès Cornéenne à Hornblende. Il est intéressant de noter que les enclaves alumineuses des mêmes massifs (Mayet-de-Montagne excepté) appartiennent au Faciès Cornéenne à Pyroxène. Cette différence tient à ce que les roches argileuses prennent le Faciès Cornéenne à Pyroxène à une température plus basse que les roches quartzo-feldspathiques ou que les roches basiques (H.G.F. Winkler, 1957).

Dans le massif microgranitique de Pouzol-Servant les cornéennes appartiennent toutes au faciès Cornéenne à Pyroxène, et témoignent donc d'une intensité de métamorphisme plus élevée.

L'origine des enclaves de cornéennes est plus facile à entrevoir que celle des enclaves microgrenues.

Leur abondance à proximité de certains contacts, leur structure, leur composition, permettent de reconnaître sans difficulté certaines roches présentes dans l'auréole du granite.

Il semble que ces enclaves n'ont pas subi d'importantes dissolutions dans le magma granitique, on voit mal en effet comme elles auraient, dans ces conditions, conservé l'aspect anguleux qui les caractérise souvent. Peut-être le temps a-t-il manqué pour qu'une dissolution importante se produise dans les zones périphériques des massifs où on les observe le plus souvent.

Au centre des massifs ce ne serait pas toujours le cas, puisqu'on trouve parfois des enclaves de cornéenne à contour arrondi.

Il ne semble pas non plus qu'elles aient donné lieu à d'importants échanges de matière avec le granite environnant.

III. — LES ENCLAVES SURMICACÉES

Sur le terrain les enclaves surmicacées sont moins courantes que les enclaves microgrenues, mais plus fréquentes que les enclaves de cornéennes. On en trouve parfois dans les enclaves microgrenues.

On les reconnaît facilement aux caractères suivants :

- forme le plus souvent lenticulaire,
- adhérence au granite moins grande que pour les autres types d'enclaves en raison de la présence d'une enveloppe de biotite,
- taille généralement petite, souvent comme une pièce de monnaie, rarement de la taille du poing,
- aspect feuilleté, avec souvent ségrégation bien nette de lits clairs et de lits micacés,
- grain irrégulier,
- teinte sombre due à l'abondance de biotite,
- richesse en minerais sulfurés, qui s'altèrent sous les intempéries et donnent des traces de rouille sur le granite,
- absence de porphyroblastes feldspathiques.

Leur étude microscopique est pleine d'intérêt.

Leur structure se rattache au type grano-lépidoblastique, avec alternance de lits de biotite assez irrégulièrement disposée, et de couches quartzo-feldspathiques dont le grain varie d'un point à un autre.

Les minéraux que l'on y trouve constituent un ensemble très original :

La biotite est extrêmement abondante, elle constitue généralement plus de la moitié du volume de l'enclave.

Des minéraux alumineux sont souvent présents en fortes proportions : andalousite, cordiérite, sillimanite, muscovite, corindon, spinelle.

Des minerais, pyrrhotine, pyrite, chalcopryrite, galène, constituent des mouches au milieu des lits micacés.

L'origine des enclaves surmicacées est plus ou moins facile à expliquer suivant les cas.

Dans certains massifs (Aigoual, Saint-Guiral-Liron, Pouzol-Servant, Mayet-de-Montagne) elles proviennent de la dislocation de roches alumineuses sédimentaires ou métamorphiques rencontrées par le granite au cours de sa mise en place.

Témoignent de ceci : leurs structures de roches métamorphiques, la présence de minéraux étrangers au granite ou à son action (grenat) enfin et surtout l'existence de types formant transition avec les enclaves de cornéennes.

Ces roches étrangères, emballées dans le granite, ont bien entendu subi son action. Il est difficile de préciser si ce métamorphisme a été topochimique ou s'il a comporté des échanges de matières importants.

Je pencherais volontiers pour cette dernière solution en raison de l'extrême richesse des enclaves surmicacées en alumine, en ferro-magnésiens et en oligo-éléments métalliques variés qui supposerait une composition chimique des roches enclavées vraiment inhabituelle et en raison de certaines particularités dans la disposition des minéraux alumineux. Rappelons en effet qu'on observe couramment (Aigoual, Saint-Guiral-Liron, Pouzol-Servant) le remplacement de minéraux alumineux de première génération, andalousite ou cordiérite, par des assemblages de corindon et spinelle qui traduisent un déficit en silice que leurs prédécesseurs ne laissaient pas prévoir.

Faut-il concevoir ces changements de composition dans l'optique des métagénèses traditionnelles comme liés à des migrations d'éléments, ou peut-on se rallier à une explication magmatiste plus en rapport avec ce que nous savons de l'histoire des granites étudiés ?

La solution la plus élégante semble être celle de l'anatexie. Les enclaves surmicacées proviendraient de fragments de roches sédimentaires ou métamorphiques alumineuses, englobés dans le granite, et ayant subi une fusion sélective, dite anatectique, donnant naissance à un liquide granitique et à un résidu cristallin enrichi en alumine et en ferro-magnésiens.

Le liquide granitique serait expulsé dans le magma environnant et le résidu cristallin réfractaire constituerait l'enclave surmicacée (J. Didier, 1962).

Les expériences de H.G.F. Winkler et H. von Platen (1958) ainsi que celles de J. Wyart et G. Sabatier (1959) ont démontré l'existence de ce mécanisme.

Des roches argileuses, soumises à une pression de 2 000 atmosphères en présence d'eau, prennent le Faciès Cornéenne à Pyroxène entre 660 et 760°, suivant leur composition, et commencent à subir une fusion anatectique à une température à peine plus élevée. Les roches quartzo-feldspathiques ou basiques donnent lieu aux mêmes phénomènes, mais sous une température notablement plus forte.

L'étude de nos enclaves a montré précisément que si les enclaves quartzofeldspathiques ou basiques appartiennent encore au Faciès Amphibolite, celles qui sont plus alumineuses sont déjà du Faciès Cornéenne à Pyroxène. Il semble donc que la température atteinte a été assez élevée pour que les roches alumineuses puissent subir un début de fusion anatectique.

Dans le massif de Pouzol-Servant, toutes les enclaves d'origine étrangère, même les plus basiques, appartiennent au Faciès Cornéenne à Pyroxène. La température atteinte a donc été notablement plus élevée que dans les massifs granitiques. Comment s'étonner, dans ces conditions, que nous soyons arrivés plus catégoriquement qu'ailleurs, à une conclusion favorable à l'anatexie ?

IV. — LES SCHLIEREN MICACÉS

Les schlieren micacés ont été rencontrés en trop petit nombre, dans les massifs étudiés, pour qu'on puisse se faire une opinion bien précise à leur égard.

Ils diffèrent du granite qui les entoure par une teneur en mica plus élevée. Peut-être dérivent-ils de l'assimilation, ou simplement la désintégration de certaines enclaves microgrenues basiques ou de certaines cornéennes riches en biotite. Rien n'est moins sûr cependant.

V. — RÉSUMÉ DES RÉSULTATS OBTENUS

En résumé l'étude des granites intrusifs nous a montré que leurs enclaves de cornéennes et leurs enclaves surmicacées proviennent sans aucun doute du métamorphisme de contact accentué de fragments de roches étrangères. La température qui a régné à l'intérieur des massifs granitiques, au moment de leur mise en place, semble en général avoir été assez élevée pour déterminer un début d'anatexie dans les roches les plus alumineuses qui ont évolué en enclaves surmicacées, mais trop faible pour que les enclaves quartzo-feldspathiques, ou à plus forte raison basiques, subissent le même sort.

Nous avons vu surtout, dans tous les massifs étudiés, la présence constante d'une famille d'enclaves originale, les enclaves microgrenues, qui semblent bien, par de multiples caractères être de vraies roches éruptives en relation génétique avec le granite, mais légèrement plus anciennes que lui.

Les plus basiques pourraient provenir de la différenciation à partir du magma global, d'un magma de microdiorite quartzique, ou de microsyénite mésocrate, qui se serait injecté dans les séries cristallophylliennes, aurait commencé à cristalliser sous forme microgrenue, mais aurait été rapidement rattrapé par une venue magmatique plus acide, disloqué, réduit en enclaves plus ou moins assimilées ou granitisées.

Les plus acides représenteraient les produits de cristallisation rapide, sous forme microgrenue, du magma acide principal, peut être au contact des roches encaissantes, au cours d'étapes intermédiaires de la progression du magma granitique. Ces roches microgrenues auraient ensuite été soumises aux actions pneumatolytiques et métasomatiques de fin de granitisation, tendant à les faire recristalliser suivant le mode grenu et éventuellement à modifier leur composition dans un sens plus acide et plus alcalin.

L'étude des enclaves semble donc un excellent moyen de reconstituer l'histoire complexe, en partie magmatique, en partie métasomatique, des massifs granitiques intrusifs.

DEUXIÈME PARTIE

LES ENCLAVES
DU GRANITE MIGMATITIQUE
DU VELAY

I. — GÉNÉRALITÉS

1. — INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE.

Le massif granitique du Velay, encore appelé massif des Cévennes, est le plus grand ensemble granitique français.

Situé dans la partie orientale du Massif Central, il s'étend sur le territoire des départements du Puy-de-Dôme, de la Loire, de la Haute-Loire, de l'Ardèche et même très faiblement sur ceux de l'Isère et de la Drôme.

La région qu'il occupe est à cheval sur les frontières de plusieurs anciennes provinces, Auvergne, Lyonnais, Velay et Vivarais, mais on a pris depuis longtemps l'habitude de le désigner sous le nom de granite du Velay, qui correspond à sa portion la plus centrale.

Le granite du Velay s'étend sur une longueur de 125 kilomètres dans le sens NNE-SSW, et sur une largeur de 80 kilomètres dans le sens perpendiculaire. Il est représenté en partie sur les feuilles de Montbrison, Monistrol, Le Puy, Largentière, Saint-Etienne, Valence et Privas de la carte géologique au 1/80 000^e de la France.

Son extrémité septentrionale constitue l'ossature des Monts du Forez, où le granite culmine à Pierre-sur-Haute à 1 640 m d'altitude. Ses affleurements les plus septentrionaux sont aux alentours de La Chamba (Loire). La ligne de crête des Monts du Forez est occupée par des pâturages, les versants sont boisés, les affleurements de cette région sont dans l'ensemble assez bons.

Plus au Sud l'altitude s'abaisse à environ 900 m, les formes de relief sont beaucoup plus molles, c'est le plateau de Craponne et de Saint-Bonnet-le-Château. La zone d'arénisation y est profonde, les affleurements sont rares et de mauvaise qualité, d'ailleurs ils correspondent souvent à des granites à muscovite tardifs. La vallée de la Loire détermine une gorge profonde qui offre de bons affleurements.

A cette latitude le massif s'élargit considérablement vers l'Est, il s'étend alors jusqu'à la vallée du Rhône, qu'il traverse même en certains points. En son centre il constitue un vaste plateau sur lequel reposent les reliefs volcaniques de la Chaîne du Mézenc.

La ligne de partage des eaux entre l'Atlantique et la Méditerranée traverse cette région dans le sens NNE-SSW. Elle passe par le Bessat, le Col de la République, le Pyfara, le Col de la Batterie près de Saint-Agrève, le Mézenc, le Gerbier de Jonc et le Suc de Bauzon. A l'Est de la ligne, le relief est plus tourmenté, les vallées sont profondes et occupées par des torrents : le Doux, l'Eyrieux, les affluents de l'Ardèche. Les roches sont découpées en versants déchiquetés, les serres, et l'on retrouve dans cette région relativement septentrionale, les paysages caractéristiques des Cévennes. L'observation géologique devient facile, les affleurements sont pratiquement continus.

Le granite du Velay vient alors se terminer, dans la région de Montpezat, à quelques kilomètres de la vallée de l'Ardèche. Un granite assez semblable réapparaît une dizaine de

kilomètres plus au Sud, à la faveur d'un anticlinal cristallophyllien, c'est le massif du Tanargue qui sort du cadre de cette étude.

2. — HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES.

Pendant longtemps la géologie des terrains cristallins du Velay a souffert du voisinage des célèbres volcans de cette région, qui ont accaparé trop exclusivement l'attention des géologues.

Pourtant, dès 1823, J.M. Bertrand-Roux, plus tard appelé Bertrand de Doue, avait publié une remarquable monographie qui ne négligeait aucun des aspects de la géologie régionale. L'auteur décrivait en particulier le granite du Velay, citant la présence de pinite, minéral découvert plus au Nord, à Montbrison, par P.L.A. Cordier en 1809, et qui se présente soit « en petits prismes hexaèdres », soit en « petits nœuds » dispersés dans le granite.

Le même ouvrage mentionnait encore la présence dans le granite de « quelques nœuds ou rognons de mica pelotonné, de gneiss parfois friable et de micaschiste » qui auraient été formés en même temps que le granite, comme en témoignerait l'intrication du granite et des gneiss à la périphérie du massif.

Les renseignements fournis par M. de Malbos (1846) sont moins précis que les précédents. Tous les granites sont confondus dans une même description. Le granite du Mézenc contiendrait des « mouchetures d'un mica verdâtre » dans lesquelles nous reconnaissons sans peine la pinite.

L'étude géologique du Velay par L. Pascal (1865) décrit brièvement le granite, y signale la présence de pinite, indique le passage progressif du granite aux gneiss et, comme Bertrand de Doue, admet une formation simultanée des granites et des roches métamorphiques, réfutant avec énergie l'idée d'une origine sédimentaire lointaine des gneiss et micaschistes.

En septembre 1869 la Société Géologique de France vint au Puy tenir une réunion extraordinaire, qui donna l'occasion de rassembler les connaissances éparses. Les terrains volcaniques accaparèrent les visiteurs qui ne prêtèrent que peu d'attention aux formations cristallines. Une note de Tournaire présentée en ces circonstances apporta pourtant quelques renseignements nouveaux.

Tournaire distinguait nettement les deux principaux massifs granitiques de la région : Velay et Gévaudan (actuellement appelé Margeride), séparés l'un de l'autre par une bande gneissique. Quant au granite du Velay, il confirmait les observations de ses prédécesseurs notant en plus la présence locale de roches basiques très micacées, et l'existence de filons de granite à muscovite tardif.

Quelques années plus tard (1880), Tournaire publia une remarquable carte géologique de la Haute-Loire, en quatre feuilles au 1/80 000^e apportant une foule de renseignements nouveaux.

G. Fabre (1889), auteur de la première édition de la feuille de Largentière, remarqua la présence dans le massif d'enclaves de granite amphibolique, qu'il interpréta comme des résidus d'amphibolites anciennes arrachées au substratum par l'éruption granitique.

La description géologique du Velay de M. Boule (1892) a déjà un caractère moderne. On y trouve la première étude microscopique du granite et une description précise des enclaves de schistes cristallins, dont l'antériorité par rapport au granite est bien établie. Il existerait une relation entre l'abondance de ces enclaves et la richesse en cordiérite du granite, car ce minéral, originaire des gneiss, serait passé dans le granite par un phénomène d'assimilation. Cette dernière idée avait déjà été formulée par P. Termier (1889) à propos du granite à cordiérite du Pilat.

En 1893, la Société Géologique de France vint une nouvelle fois visiter le Velay. Les

excursions furent dirigées par M. Boule qui les centra sur l'étude du volcanisme. On ne vit le granite du Velay qu'à la faveur d'un changement de programme et A. Michel-Lévy profita de l'occasion pour signaler que les nodules de cordiérite du granite sont alignés dans le prolongement des strates de gneiss assimilées.

L'année suivante (1894), F. Gonnard décrivit la cordiérite du granite du Velay et nota son association fréquente avec le grenat.

Auteur de la première édition de la feuille de Valence au 1/80 000^e, P. Termier (1898) remarqua la présence dans le granite et dans les gneiss de « concentrations magnésiennes », en forme d'amas sphériques atteignant parfois plusieurs centaines de mètres de diamètre. Constitués par des syénites à pyroxène, amphibole et biotite, parfois aussi par des diorites, gabbros, norites ou serpentines, ces amas sont entourés par un granite appauvri en chaux et en magnésie.

En différentes notes datant de 1910, Ph. Glangeaud étudia la partie septentrionale du massif dans la région des Monts du Forez. La tectonique a longuement retenu son attention ; on trouve également dans son œuvre la description des granites à deux micas du Forez et de leurs enclaves. Parmi ces dernières de nombreux fragments de gneiss représenteraient les résidus de la couverture archéenne de la région disloquée par la mise en place du granite. Des enclaves dioritiques proviendraient de l'assimilation de couches calcaires.

A partir de 1924, A. Demay s'est consacré à l'étude tectonique de la bordure orientale du Massif Central. Il en a tiré la conception d'une histoire géologique compliquée résultant du « jeu alternant ou simultané des phénomènes orogéniques et des phénomènes magmatiques ». A l'origine une série principalement pélitique aurait subi un métamorphisme d'intensité moyenne qui l'aurait convertie en un ensemble de gneiss et de micaschistes, avec quelques intercalations d'amphibolites. Une première phase de plissement aurait déterminé la formation de plis couchés et d'écaillés, dont les parties profondes furent ensuite métamorphisées et granitisées lors de la mise en place syntectonique du granite du Velay. Des phases tectoniques ultérieures de style tangentiel, auraient affecté les parties supérieures de la série créant des décollements et des glissements. Des injections magmatiques alcalines syntectoniques les auraient accompagnées déterminant la formation de migmatites alcalines, sans rapport avec la granitisation calco-alcaline plus ancienne. Des phases tectoniques tardives, toujours caractérisées par l'apparition de décollements et de glissements auraient encore affecté la série ; puis auraient été suivies d'injections magmatiques ultimes venant cicatriser les accidents.

On doit en outre à A. Demay les deuxième éditions des feuilles géologiques de Saint-Etienne (1938), Monistrol (1943) et Valence (1948).

De son côté, H. Longchambon (1939) fut l'auteur de la seconde édition de la feuille de Largentière.

En 1955, P. Lapadu-Hargues mit en doute l'existence des nappes cévenoles et décrivit certains accidents tangentiels de Demay comme de simples failles verticales, contre-coups de l'orogénie alpine.

M. Bertucat (1956) et C. Sanitas (1957) ont cartographié en détail l'extrémité méridionale du massif du Velay. On leur doit une description minéralogique précise du granite, et les premières analyses chimiques qu'on en ait faites. Les enclaves du granite sont réparties en deux groupes, le premier, énallogène, représenterait des débris de roches métamorphiques réfractaires à la granitisation ; le second, homœogène, constitué par des enclaves riches en biotite et en amphibole, dériverait de l'accumulation d'éléments ferro-magnésiens en excès dans le granite.

Les mêmes auteurs ont eu le mérite de découvrir et de cartographier de nombreux petits pointements et filons de granite à grain fin et de microgranite qui lardent le granite du Velay et les migmatites. Ce sont les granites du Pont de Labeaume, des Quatre-Vios et de Vals-Saint-Andéol, les microgranites de Laviolle, de Chastagnas et du Pal.

Dans une note ultérieure C. Sanitas et P. Ladapu-Hargues (1958) résument nos connaissances sur les granites précédents dont ils font en particulier une étude chimique approfondie, et dont ils essayent d'établir la chronologie.

En 1957, P. Ladapu-Hargues prit le granite du Velay comme type des granites fondamentaux dans sa classification génétique des massifs granitiques.

La formation des nodules de cordiérite dans le granite a retenu l'attention de R. Brousse (1957). Ils résulteraient de l'assimilation de roches métamorphiques riches en alumine, et d'un phénomène de ségrégation avec migration centripète des ions Mg et Fe^{+2} , et migration centrifuge des ions Na, K et Ca. Les ions Si et Al fixes auraient constitué la trame dans laquelle se seraient opérés les déplacements.

L'extrémité septentrionale du granite du Velay a été étudiée par G. Ranchin (1959) qui en a donné une cartographie minutieuse. Dans cette région le granite fondamental ne contient plus de cordiérite mais seulement biotite et muscovite, comme d'ailleurs les migmatites de Couzon qui le bordent. Une grande enclave de diorite quartzique à amphibole résulterait de la granitisation d'un ancien banc de calcaire marneux présent dans la série granitisée.

H. Labernardière (1960) a étudié en détail le granite et les migmatites du versant oriental des Monts du Forez à la hauteur d'Ambert. Il a remarqué que le granite à cordiérite était toujours associé aux migmatites à cordiérite et que le granite à biotite et muscovite se trouvait au voisinage de migmatites dépourvues de cordiérite. De nombreuses enclaves de roches basiques pourraient dériver de roches éruptives basiques plus anciennes que le granite.

Pour M. Chenevoy (1960) les rapports entre le granite du Velay et les schistes cristallins de sa bordure orientale sont complexes. Tantôt le granite passerait progressivement aux formations métamorphiques, tantôt au contraire, il formerait des intrusions concordantes à bords orientés dans cette même série, faisant penser que sa mise en place est contemporaine, et peut être à l'origine des déformations tectoniques que présentent les gneiss. M. Chenevoy en tire l'idée d'une formation tardive du granite par rapport à celle de la série cristallophyllienne.

La thèse de F.H. Forestier (1961) est surtout axée sur l'étude des formations métamorphiques qui bordent à l'Ouest le granite du Velay. Elle note cependant une certaine discordance angulaire entre le contact du granite et des migmatites et la schistosité cristallophyllienne de ces dernières. Cela indiquerait une légère postériorité du granite par rapport aux migmatites.

Les mesures géochronologiques de Y. Vialette (1962) ont précisé l'âge du granite du Velay. Ce serait l'un des plus jeunes massifs granitiques du Massif Central. Sa biotite donnerait un âge de 300 M.A., contemporain de celui des migmatites stratoïdes du Haut-Allier décrites à sa bordure par F.H. Forestier.

Dans deux notes particulièrement intéressantes A. Weisbrod (1962) a analysé les modalités de l'apparition de la cordiérite dans le granite du Velay et dans les formations cristallophylliennes qui l'entourent.

A l'intérieur d'une formation de composition donnée, la limite supérieure d'extension de la cordiérite est fortement discordante par rapport à la schistosité cristallophyllienne. Le front de la cordiérite monte plus ou moins haut dans les diverses formations.

A. Weisbrod rattache la cristallisation de la cordiérite à la formation du granite du Velay lui-même, laquelle serait tardive par rapport à celle des migmatites œillées. Le front de la cordiérite serait oblique par rapport au front de granitisation, restant en retrait dans certaines régions et le dépassant en d'autres endroits.

La présence de cordiérite pourrait donc servir de repère thermo-dynamique à condition de se référer à des roches de composition à peu près constante.

C. Boyer-Guilhaumaud (1962) a publié une étude de la région d'Ambert dans laquelle elle a analysé en détail les rapports du granite migmatitique et des schistes cristallins. La formation des granites à deux micas est postérieure à celle du granite migmatitique principal. La minéralisation en uranium est liée à la deuxième granitisation.

3. — *RÉSUMÉ DES CONNAISSANCES GÉOLOGIQUES CONCERNANT LE GRANITE DU VELAY.*

Le granite du Velay constitue un très grand massif de 125 kilomètres de long et de 80 kilomètres de large.

Il est normalement en contact, à sa périphérie, avec des schistes cristallins fortement métamorphiques et d'aspect migmatitique. Le contact entre le granite et les schistes cristallins est le plus souvent flou et se fait par passage progressif des migmatites au granite. Il se peut que localement ce contact soit plus brutal.

Le granite et les migmatites œillées semblent avoir le même âge, Carbonifère supérieur, d'après les mesures géochronologiques. On discute cependant pour savoir si la migmatitisation œillée et la granitisation ont été rigoureusement contemporaines ou si elles ont été légèrement décalées dans le temps. Les travaux les plus récents admettent que le granite s'est formé tardivement et indépendamment des migmatites œillées.

Le granite contient souvent de la cordiérite qui, pour beaucoup d'auteurs, semble résulter de l'assimilation des schistes cristallins. Là où il n'en comporte pas les schistes cristallins eux-mêmes n'en ont pas. Cette relation pourrait cependant s'expliquer de toute autre façon en admettant que la cordiérite a cristallisé dans les schistes cristallins sous l'influence du granite voisin dans des zones où certaines conditions thermodynamiques étaient réalisées.

Le granite contient de très nombreuses enclaves dans lesquelles on reconnaît des fragments de gneiss ou de micaschistes, et aussi des enclaves de roches basiques, le plus souvent amphiboliques, dont l'origine est discutée. Ce pourraient être des portions du granite endomorphisées par l'assimilation de couches calcaires, des amphibolites du socle démantelées et plus ou moins transformées, des roches éruptives plus anciennes que le granite, disloquées par sa mise en place, ou des concentrations d'éléments ferro-magnésiens en excès.

II. — *ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU GRANITE DU VELAY*

1. — *ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU GRANITE.*

L'étude du granite du Velay est difficile en l'absence d'une bonne cartographie et d'une étude tectonique poussée de cet immense massif.

A première vue le caractère le plus frappant de ce granite est son hétérogénéité qui tient non seulement à la présence d'innombrables enclaves, mais encore aux incessantes variations du granite lui-même.

Dans l'ensemble, c'est une roche à grain moyen plutôt fin. La taille des cristaux varie d'ailleurs beaucoup d'un point à un autre car on distingue fréquemment, à l'intérieur du granite, des zones d'allure filonienne, mais à contours diffus, caractérisées par un aspect différent de celui des parties encaissantes.

Localement on distingue une orientation stratiforme, plus ou moins accusée, des minéraux, et l'on passe graduellement à de véritables migmatites qui constituent de vastes lambeaux à l'intérieur du massif. En d'autres points la texture est rigoureusement équante.

Le plus souvent le granite du Velay n'est pas porphyroïde, on aperçoit pourtant par endroits, quelques grands cristaux de feldspath potassique à contour assez irrégulier, qui sont souvent espacés de plusieurs mètres. Dans de rares endroits où le caractère porphyroïde est plus accusé (La Chapelle-sous-Chanéac, Ardèche, par exemple) on peut se demander si le granite migmatitique du Velay n'a pas localement disloqué un granite porphyroïde plus ancien.

Deux variétés de granite se distinguent du premier coup d'œil. L'une que les anciens auteurs appelaient *Bertrandite* en l'honneur de Bertrand de Doue, est constellée de taches vertes de cordiérite, allant de la taille d'une noisette à celle du poing. Elle est, dans les cas les plus typiques, de couleur très claire car presque dépourvue de biotite. Son grain est alors irrégulier, on y distingue fréquemment des traînées diffuses d'allure aplitique ou pegmatitique. Quand elle contient de la biotite, son grain est plus homogène et les nodules de cordiérite sont entourés d'une auréole claire quartzo-feldspathique.

L'autre variété est un granite à biotite d'aspect beaucoup plus banal.

Les rapports des deux faciès granitiques sont difficiles à démêler. H. Labernardière (1961) a montré localement que le granite à biotite est en rapport avec des anatexites à biotite, et le granite à cordiérite avec des anatexites à cordiérite.

Les observations de A. Weisbrod (1962) dans la vallée de l'Ardèche et sur la bordure occidentale du granite du Velay confirment cela dans une certaine mesure. Elles précisent en outre l'existence d'un front de la cordiérite discordant par rapport à l'orientation des schistes cristallins et se trouvant, suivant les régions, à une distance plus ou moins grande du granite, lequel serait responsable de son apparition.

À l'intérieur du granite j'ai souvent constaté la présence de veines leucocrates à cordiérite, à contour diffus au milieu de panneaux de migmatites ou de granite à biotite. Cette disposition particulière tend à faire penser que, au moins localement, le granite à cordiérite s'est formé tardivement par rapport au granite à biotite. Peut-être faut-il voir là des indentations locales du front de la cordiérite, dans des zones où les conditions thermodynamiques ne permettaient l'apparition de ce minéral que dans des roches de composition déterminée.

Etude microscopique.

En général la *structure* du granite du Velay se rattache au type à plagioclases automorphes.

Chez certains types clairs, riches en cordiérite, on note en outre une tendance à l'automorphie du feldspath alcalin dont beaucoup de sections ont un contour rectangulaire.

Dans certaines variétés riches en biotite et légèrement orientées on passe à la structure à cloisons.

La *composition minéralogique* du granite du Velay est la suivante :

Le Quartz se présente toujours sous forme de petits grains xénomorphes, juxtaposés les uns aux autres. Il semble en moyenne un peu plus abondant dans les granites à cordiérite que dans ceux qui en sont dépourvus.

Le Feldspath alcalin est le plus souvent xénomorphe et bourré d'inclusions pœcilitiques de quartz, plagioclase et biotite. Dans certains granites clairs à cordiérite, il constitue de petites sections rectangulaires.

Dans tous les cas, ce feldspath est parcouru par de très fines veines d'albite. Il ne présente jamais de mâcles polysynthétiques et seulement la mâcle de Carlsbad. L'étude aux

Rayons X de quelques échantillons de provenances variées, effectuées par Mme J. Mergoil, a fourni les résultats suivants :

- granite à cordiérite, Tence (Haute-Loire) : Orthose ($P = O$),
- granite à cordiérite, La Palisse (Ardèche) : Microcline à très faible triclinisme ($P = 13$),
- granite à biotite, Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche) : Orthose ($P = O$).

Le Plagioclase est en général un oligoclase en cristaux automorphes bien nets. Au contact du feldspath alcalin il contient parfois un peu de myrmékite, mais celle-ci n'est jamais fortement développée. Souvent le plagioclase est auréolé d'une mince frange d'albite.

La Biotite d'aspect tout à fait banal, forme de petites paillettes à contour irrégulier. Elles est souvent en partie chloritisée et on observe alors des inclusions aciculaires de rutile (sagénite).

La présence de biotite n'est pas du tout incompatible avec celle de cordiérite. Il y a des granites à biotite seule, des granites à biotite et cordiérite, et des granites clairs ne contenant que de la cordiérite. Dans les granites à biotite et cordiérite, les nodules de cordiérite sont généralement entourés d'une auréole claire dépourvue de biotite.

La Muscovite est présente partout en faible quantité. Elle constitue des nids de petites paillettes au milieu des éléments blancs. De la muscovite apparaît aussi en bordure des cristaux de cordiérite dont elle représente un des produits de remplacement.

La Cordiérite se présente de deux façons : en nodules et en cristaux isolés. Les nodules de cordiérite forment ces taches vertes à contour assez irrégulier qui confèrent un aspect si particulier à de nombreux affleurements. Dans les nodules la cordiérite est intimement associée au quartz. Les plages de cordiérite du nodule ont souvent une extinction commune. Souvent aussi elles sont reliées les unes aux autres, entre les cristaux de quartz, par de fins trabécules. Ceci fait penser que les nodules sont souvent constitués par un seul grand cristal originel de cordiérite.

En certains endroits, d'ailleurs rares, des granites clairs contiennent des cristaux automorphes de cordiérite, atteignant quelques millimètres de long.

En règle générale la cordiérite du granite du Velay n'est pas fraîche. Elle est presque totalement pseudomorphosée en agrégats de petites paillettes de mica blanc (gigantolite) ou en matière jaunâtre à biréfringence faible (pinite).

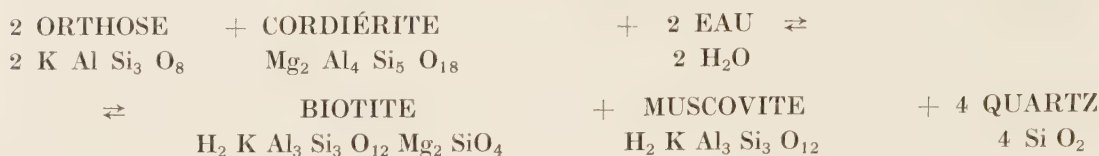
Plusieurs hypothèses peuvent être émises quant à l'origine des nodules de cordiérite.

Ils peuvent avoir une origine extérieure et représenter, comme le pensaient M. Boule (1892) et A. Michel-Lévy (1893) des résidus de l'assimilation de gneiss à cordiérite par le granite. Ils peuvent aussi, comme l'ont prétendu R. Brousse (1957) ou A. Weisbrod (1962), avoir cristallisé directement dans le granite.

La présence en certains points du granite, de cristaux de cordiérite automorphes me conduit à admettre la deuxième solution. D'ailleurs il est difficile de soutenir que les nodules représentent un résidu de schistes cristallins à cordiérite. L'orientation cristallographique commune des grains de cordiérite des nodules, l'absence d'inclusions de sillimanite, font penser en effet que les nodules ne proviennent pas des gneiss environnants et qu'ils ont bien cristallisé dans le granite.

Si on admet la conception de A. Weisbrod, qui paraît solidement étayée, on peut penser que dans la plupart des cas l'édification de la cordiérite a demandé la destruction d'une quantité de biotite en rapport, fournissant les ferro-magnésiens nécessaires.

La réaction d'équilibre entre les deux minéraux pourrait être celle qu'a imaginée P. Eskola (1939) :



qui évolue vers la droite à température descendante, et vers la gauche à température croissante.

Quoiqu'il en soit le remplacement d'une certaine quantité de biotite par une quantité équivalente de cordiérite, libère une quantité d'eau qui n'est pas négligeable. Cette eau pourrait bien être responsable des particularités de cristallisation des granites riches en cordiérite : tendance pegmatitique ou aplitique, et automorphie du feldspath alcalin.

Les *minéraux accessoires* du granite migmatitique du Velay sont l'apatite, les minerais et le zircon. De tous l'apatite est le plus fréquent. On en trouve partout en faible quantité sous forme de prismes courts, d'aspect tout à fait banal.

Composition modale.

Afin de préciser les renseignements précédents, j'ai effectué l'analyse modale d'une vingtaine d'échantillons de granite prélevés en différentes parties du massif. Le tableau suivant indique les résultats exprimés en pourcentages volumétriques, et les indices de Jung et Brousse correspondants.

Les résultats confirment la grande hétérogénéité du granite du Velay. D'autres échantillons, prélevés dans les mêmes localités, donneraient d'ailleurs, selon toute vraisemblance, des résultats différents. Aussi faut-il se garder de considérer les valeurs obtenues comme étant aussi rigoureuses que celles auxquelles on parvient dans les granites circonscrits. En bien des endroits le choix d'un échantillon représentatif est en effet difficile.

En raison des variations considérables des proportions relatives des deux feldspaths la roche peut être une granodiorite, un granite monzonitique, ou un granite subalcalin.

La nature et les proportions des minéraux ferro-magnésiens varient également beaucoup. Seule la teneur en quartz du granite est à peu près stable avec cependant, en moyenne, une tendance à être un peu plus forte dans les granites à cordiérite.

Les compositions d'ensemble des granites à biotite et à cordiérite sont à peu près semblables, l'analyse modale ne permet pas en tout cas, de les séparer nettement. Les différences existant entre ces deux faciès sont donc avant tout des différences d'associations minéralogiques. L'étude chimique du granite confirmera cette idée.

Types de roches	GRANODIORITES							GRANITES MONZONITIQUES		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Numéros des échantillons										
Quartz....	29	30	33	31	28	29	29	29	29	35
Feldspath alcalin ..	16	15	14	10	20	21	20	26	26	23
Plagioclase	50	43	37	29	38	38	35	38	33	29
Biotite ...	4	12	1	16	7	11	15	7	11	12
Muscovite .	0,2		7	4	1	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2
Cordiérite .			7	10	5		0,8			
Divers ..	Apat.		Apat.		Apat.	Apat. 0,7	Apat.		Apat. 0,2	Apat.
Saturation..	31	34	39	44	33	33	35	31	33	40
Coloration .	5	12	16	30	14	12	16	7	12	13
Feldspathiq.	25	26	26	26	35	36	36	41	44	44

PROVENANCES :

- I : Carrière sur I.C. 57 E. Craponne-sur-Arzon (Haute-Loire), x = 718,3 ,
y = 338,9.
- II : Affleurement sur D. 278. La Chapelle-sous-Chanéac (Ardèche), x = 756 ,
y = 296, 8.
- III : Affleurement sur N. 578. Mariac (Ardèche), x = 761,0 , y = 289,6.
- IV : Carrière sur N. 103. Saint-Agrève (Ardèche), x = 761,0 , y = 301,8.
- V : Affleurement sur N. 103. Saint-Agrève (Ardèche), x = 760,8 , y = 301,8.
- VI : Carrière des Garniers. Estivareilles (Loire), x = 728,4 , y, = 349,8.
- VII : Affleurement sur D. 102. Marcols-les-Eaux (Ardèche), x = 762,9 , y = 281,4.
- VIII : Affleurement sur N. 103. Saint-Michel-d'Aurance (Ardèche), : = 768,7 ,
y = 291,8.
- IX : Carrière de Montaron. Marlhès (Loire), x = 763,3 , y = 335,2.
- X : Affleurement sur N. 578. Mariac (Ardèche), x = 761,0 , y = 289,6.

Types de roches	GRANITES MONZONITIQUES					GRANITES SUBALCALINS			
Numéros des échantillons	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
Quartz.....	42	26	26	23	24	32	32	37	24
Feldspath alcalin..	33	30	31	37	37	39	37	37	47
Plagioclase	26	33	30	31	28	24	19	16	19
Biotite	2	11	13	1	11	2	0,4	2	9
Muscovite	5	tr.	tr.	2	tr.	1	0,1	4	1
Cordiérite	2			6		2	11	5	0,3
Divers	Apat.		Apat.	Apat. Zircon Min.	Apat.		Apat.	Apat.	
Saturation.....	46	29	30	25	27	34	36	41	27
Coloration	9	11	13	9	11	5	12	10	10
Feldspathique ...	47	48	51	54	57	62	66	70	71

PROVENANCES :

- XI : Affleurement sur D. 102. Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), x = 776,0 ,
y = 283,4.
- XII : Affleurement sur V.O. près Moulins. Le Chambon-sur-Lignon (Haute-Loire), x = 733,0 , y = 308,7.
- XIII : Affleurement sur D. 102. Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), x = 776,0 ,
y = 283, 4.
- XIV : Carrière sur D. 277 près Burianne, Saint-Barthélemy (Ardèche), x = 768,3 ,
y = 290,0.
- XV : Carrière S. de Montaron, Marlhès (Loire), x = 763,3 , y = 335,1.
- XVI : Carrière sur D. 6 près usine électrique, Tence (Haute-Loire), x = 752,5 ,
y = 314,5.
- XVII : Carrière du barrage de La Palisse. Le Cros-de-Goérand (Ardèche), x = 738,9 ,
y = 277,7.
- XVIII : Carrière sur N. 578, Mariac (Ardèche), x = 760,8 , y = 289,5.
- XIX : Carrière sur D. 24, Tiranges (Haute-Loire), x = 729 , y = 333.

2. — ÉTUDE CHIMIQUE DU GRANITE.

En dépit de l'hétérogénéité du granite, il a paru utile de faire analyser quelques échantillons. On a pris soin de broyer plusieurs kilos de roche mais cette quantité est bien entendu encore insuffisante.

Les échantillons analysés sont les suivants :

Granite à cordiérite.

- 471 (*) Granite à cordiérite, assez riche en biotite. (Echantillon Bertucat). Carrière du barrage de La Palisse ; Le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$, $y = 277,7$.
Analyse de Mlle Y. Chaleil, Clermont-Ferrand, 1956.
- 1209 Granite clair à cordiérite. Carrière de l'usine électrique sur route D. 60 ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$, $y = 314,5$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1406 Granite à cordiérite assez riche en biotite (éch. H. Labernardière). Béraud près Saint-Anthème (Puy-de-Dôme).
Analyse de Mlle S. Pignide, Clermont-Ferrand, 1960.
- 1574 Granite très clair à cordiérite. Carrière sur D. 277 près de Burianne. Saint-Barthélemy (Ardèche), $x = 768,3$, $y = 290,0$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1961.
- 1576 Granite très clair à cordiérite. Affleurements sur D. 102 à 2,500 km de Saint-Sauveur-de-Montagut ; Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), $x = 776,0$, $y = 283,4$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1961.

Granite à biotite sans cordiérite.

- 1211 Granite à biotite. Carrière de Montaron ; Marlies (Loire), $x = 763,3$, $y = 335,2$.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1404 Granite à biotite (échantillon H. Labernardière). La Freytisse, Saint-Anthème (Puy-de-Dôme).
Analyse de Mlle S. Pignide, Clermont-Ferrand, 1960.
- 1571 Granite à biotite (avec traces de cordiérite). Affleurements sur D. 102, 700 m à l'W de Marcols-les-Eaux ; Marcols-les-Eaux (Ardèche), $x = 762,9$, $y = 281,4$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1961.
- 1572 Granite à biotite. Affleurements sur D. 102 à 2,500 km de Saint-Sauveur-de-Montagut ; Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), $x = 776,0$, $y = 283,4$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1961.
- 1580 Granite clair, à biotite, en veines entre des enclaves de diorite quartzique. Le Peyron ; Burzet (Ardèche), $x = 749,2$, $y = 273,8$.
Analyse de Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand, 1961.

Les résultats sont donnés dans les tableaux suivants, dont le premier exprime les compositions en pourcentage d'oxydes, les paramètres C.I.P.W.-Lacroix, et les paramètres de Niggli, et le second les compositions en pourcentages ioniques.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Types de roches		GRANITE A CORDIÉRITE					GRANITE A BIOTITE				
No des analyses chimiques		471	1209	1406	1574	1576	1211	1404	1571	1572	1580
SiO ₂		67,20	66,25	69,25	74,40	75,00	66,80	69,70	74,05	62,65	68,35
Al ₂ O ₃		14,90	17,55	15,80	14,40	13,65	16,35	15,95	12,30	17,05	16,05
Fe ₂ O ₃		0,90	0,40	0,30	0,40	0,70	0,60	0,25	0,20	0,80	0,75
FeO		4,60	2,65	3,25	1,25	0,85	3,50	2,35	3,10	3,60	2,05
MgO		1,95	1,40	2,10	1,35	0,95	1,10	1,05	1,30	2,40	1,50
CaO		1,65	1,90	1,20	0,80	1,55	1,60	1,50	0,75	2,25	2,40
Na ₂ O		3,85	3,95	3,25	2,60	2,75	3,35	3,25	3,20	3,20	3,75
K ₂ O		2,37	4,00	3,70	4,05	4,25	4,70	4,05	3,90	5,80	3,30
TiO ₂		0,78	0,50	0,35	0,10	0,25	0,60	0,25	0,45	0,80	0,35
P ₂ O ₅		tr.	0,20	0,20	0,35	0,20	0,30	0,15	0,25	0,85	0,30
MnO		0,04	0,05	0,05	tr.	tr.	0,05	tr.	0,05	0,05	tr.
H ₂ O ⁺		1,00	1,00	0,65	0,70	0,35	0,35	0,55	0,45	0,60	0,75
H ₂ O ⁻		0,10	0,15	0,20	0,05	0,05	0,20	0,40	0,05	0,10	0,10
Total		99,34	100,00	100,30	100,45	100,55	99,50	99,45	100,05	100,15	100,01
C.I.P.W.- Lacroix	p	(I) II	I (II)	I (II)	I'	I	I (II)	I'	I (II)	(I) II	I'
	q	4	4	(3)4	3	3'	4	4	3'	4'	4
	r	2	2	2	1'	2'	2	2	1'	2	2
	s	4	3'	3'	3	3	3	3	3	3	(3)4
Niggli	si	288	283	313	406	424	293	344	405	237	304
	al	38	44	42	46	45	43	46	40	38	44
	fm	32	20	28	21	15	22	18	26	27	20
	c	7	9	6	5	10	8	8	4	9	11
	alc	23	27	24	28	30	27	28	30	26	25
	k	0,30	0,40	0,42	0,51	0,51	0,48	0,45	0,49	0,54	0,37
	mg	0,39	0,44	0,51	0,50	0,53	0,32	0,43	0,41	0,50	0,50

Types de roches	GRANITE A CORDIÉRITE					GRANITE A BIOTITE				
N° des analyses	471	1209	1406	1574	1576	1211	1404	1571	1572	1580
Si	63,9	61,9	54,9	70,1	70,4	62,9	66,2	70,0	58,4	64,1
Al	16,6	19,3	17,5	15,9	15,1	18,2	17,7	13,7	18,6	18,3
Fe ⁺³	0,7	0,3	0,2	0,3	0,4	0,5	0,2	0,1	0,6	0,5
Fe ⁺²	3,7	2,1	2,5	1,0	0,7	2,8	1,8	2,4	2,8	1,6
Mg	2,8	2,0	2,9	1,9	1,3	1,5	1,5	1,8	3,3	2,1
Ca	1,6	1,9	1,2	0,8	1,6	1,6	1,5	0,7	2,2	2,4
Na	7,1	7,2	5,9	4,8	5,0	6,2	5,9	5,9	5,8	6,7
K	3,0	4,8	4,3	4,9	5,2	5,6	4,9	4,7	6,9	3,9
Ti	0,6	0,3	0,2	0,1	0,2	0,5	0,2	0,3	0,6	0,2
P	—	0,1	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,7	0,2
Mn	0,1	0,1	0,1	—	—	0,1	—	0,1	0,1	—
Total des cations..	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	100,1	100,0	99,9	100,0	100,0
O	164,9	163,1	167,1	171,7	172,4	166,1	168,2	159,4	161,3	166,3
OH	6,3	6,2	4,6	4,4	2,1	2,1	3,5	2,8	3,7	4,6
Total des anions .	171,2	169,3	171,7	176,1	174,5	168,2	171,7	162,2	165,0	170,9

Résultats des analyses spectrographiques (Mme C. Jamond, Clermont-Ferrand) exprimés en ppm (parties par million) et teneurs en uranium, dosé par fluorimétrie : (Mme E. Gamot-Cicéri, Clermont-Ferrand) exprimées également en ppm.

Types de roches	GRANITE A CORDIÉRITE					Nodule de cordiérite	GRANITE A BIOTITE				
Numéros des analyses chimiques	471	1209	1406	1574	1576	La Palisse	1211	1404	1571	1572	1580
Ni	65	24	30	31	32	20	15	29	25	98	33
Cr	79	32	66	19	27	81	25	50	27	32	40
Cu	29	25	30	9	21	35	18	24	20	20	14
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	3	0	3	0	0	4	0	3	0	0	0
Sn	8	6	10	8	7	8	7	8	7	7	8
Pb	10	12	16	11	16	6	16	19	14	15	15
U	5	2	2	4	1	2	1,5	2,5	1	4	2

L'examen des analyses chimiques confirme la grande hétérogénéité du granite migmatitique du Velay, déjà mise en évidence par les analyses modales. La dispersion des résultats est très grande et il est difficile de séparer nettement les deux faciès, à cordiérite et à biotite.

Tout au plus peut on dire que les granites à cordiérite paraissent, en moyenne, légèrement plus riches en silice et plus pauvres en FeO et K₂O que les granites à biotite. Ceci correspond naturellement à leur teneur en quartz légèrement plus forte et à leur relative pauvreté en biotite.

Les teneurs en oligo-éléments sont dans l'ensemble normales, l'étain étant toutefois un peu fort (le clarke est de 1,5 ppm selon Turekian et Wedepohl). On ne note pas de différence appréciable entre les deux types de granites.

Les nodules de cordiérite ne donnent pas lieu à des concentrations exceptionnelles d'oligo-éléments métalliques.

Il est intéressant d'autre part de comparer le granite migmatitique du Velay et les formations cristallophylliennes qui l'entourent, dont il semble dériver par un phénomène d'anatexie.

On doit à F.H. Forestier (1961) la publication de cinq analyses d'ectinites et de cinq analyses de migmatites ocellées de la série du Haut-Allier, qui borde à l'Ouest le granite du Velay. Les échantillons ont été prélevés par la méthode statistique innovée par J. Peterlongo (1958).

M'étant essentiellement occupé de la nature des enclaves du granite migmatitique du

Velay, je n'ai pas utilisé cette méthode statistique de prélèvement, et me suis contenté de prélever de gros échantillons (généralement 3 kg) en des points précis, en éliminant soigneusement toutes les enclaves.

Les résultats des analyses de granite que je présente sont donc difficilement comparables à ceux des analyses de F.H. Forestier qui correspondent à des mélanges d'échantillons prélevés à des intervalles réguliers à l'intérieur d'une même formation.

En dépit de cette difficulté le tableau qui suit présente les moyennes des compositions de 5 analyses d'ectinites de la série du Haut-Allier, et celles de 5 analyses de migmatites œillées de la même série, ainsi que la moyenne des dix analyses de granite du Velay que nous posédons.

	Moyenne des ectinites	Moyenne des migmatites œillées	Moyenne des granites
SiO ₂	65,81	71,36	69,39
Al ₂ O ₃	17,13	16,47	15,45
Fe ₂ O ₃	1,47	0,82	0,53
FeO	3,96	1,50	2,72
MgO	2,57	1,01	1,51
CaO	1,16	0,70	1,56
Na ₂ O	2,91	3,11	3,31
K ₂ O	2,47	3,66	4,01
TiO ₂	0,66	0,23	0,44
P ₂ O ₅	0,26	0,24	0,28
MnO	0,05	0,01	0,03
H ₂ O ⁺	1,46	0,74	0,55
H ₂ O ⁻	0,21	0,12	0,23
Total	100,12	99,97	99,99

Dans l'ensemble il faut donc reconnaître que la composition du granite migmatitique est plus proche de celle des migmatites œillées que de celle des ectinites. On aurait donc tendance à retrouver le classique bilan de la granitisation :

apport de Si et d'alcalins,
départ de ferro-magnésiens.

Il ne faut pourtant accepter cette première conclusion qu'avec la plus grande réserve en se souvenant que le granite contient de nombreuses enclaves, soigneusement éliminées des échantillons analysés et dont la grande basicité serait fort capable de modifier singulièrement la composition du granite si on les analysait avec lui, en la rapprochant de celle des ectinites. Il paraît toutefois difficile d'admettre que le granite migmatitique se soit formé aux dépens des schistes cristallins sans le moindre apport.

L'étude des enclaves des schistes cristallins nous permettra de revenir sur ce point et de montrer qu'on peut au minimum admettre l'existence d'une métasomatose potassique.

3. *CONCLUSION.*

Au terme de cette rapide étude pétrographique nous affirmerons à nouveau le caractère anatectique du granite, qui semble résulter de la fusion et de l'homogénéisation de formations cristallophylliennes analogues à celles que l'on peut voir à l'heure actuelle en bordure du massif.

D'autre part, nous retiendrons comme un fait important l'existence de deux faciès minéralogiques présentés par des roches de compositions assez variées. Dans l'un la cordiérite est stable en présence d'orthose, dans l'autre l'orthose est associée à la biotite et, en plus faible mesure, à la muscovite.

Selon P. Eskola (1939) il s'agirait là de deux associations fort typiques rencontrées dans les roches du Faciès Amphibolite et reliées l'une à l'autre par la réaction :



qui évoluerait vers la droite à température descendante et vers la gauche à température croissante.

Un granite à cordiérite donné représenterait donc, à pressions égales, un faciès de plus haute température que le granite à biotite de même composition chimique.

Dans cette optique les granites clairs riches en nodules de cordiérite et pauvres en biotite représenteraient l'association de température élevée. Les granites dépourvus de cordiérite et contenant de la biotite représenteraient au contraire l'association de basse température. Quant aux granites à biotite contenant quelques nodules de cordiérite isolés, ils pourraient être des roches figées en cours de transformation, et présentant l'association hétérogène des deux faciès, le faciès de température élevée n'étant apparu qu'en certains points précis où les conditions chimiques étaient localement les plus favorables.

A l'intérieur du volume correspondant à un nodule de cordiérite et à son auréole feldspathique, il y aurait eu, évidemment, un phénomène de ségrégation lié à la croissance du cristal de cordiérite et des déplacements de matière en deux directions.

La formation de cordiérite a laissé libre une certaine quantité d'eau qui a certainement modifié les conditions de cristallisation, d'où les particularités des granites clairs riches en cordiérite : texture irrégulière avec des passées pegmatitiques ou aplitiques diffuses, cristaux automorphes de feldspath alcalin.

III. — LES ENCLAVES DE SCHISTES CRISTALLINS DU GRANITE DU VELAY

1. — *CARACTÈRES GÉNÉRAUX.*

La présence, dans le granite migmatitique du Velay, d'innombrables enclaves de schistes cristallins a frappé tous ceux qui ont eu l'occasion de l'étudier.

On en trouve partout, dans toutes les régions, aussi bien à la périphérie du granite que dans ses portions les plus internes.

Les granites clairs à cordiérite en contiennent un peu moins que les autres, cependant il est difficile de trouver un affleurement de granite du Velay qui n'en présente pas. Ce caractère peut d'ailleurs servir à la cartographie car les massifs de granites tardifs qui recoupent le granite migmatitique en contiennent beaucoup moins que lui, et d'ailleurs de types différents.

Il est difficile d'avancer des chiffres de teneurs car on ne dispose pas souvent de grands affleurements de granite permettant des appréciations. Alors qu'un granite intrusif moyen contient environ 1 % d'enclaves microgènes, le granite migmatitique paraît contenir le plus souvent de 5 à 10 % d'enclaves de schistes cristallins et parfois plus.

Ces enclaves se reconnaissent facilement. Elles ont en effet, le plus souvent, une forme elliptique, avec un aplatissement suivant leur plan de schistosité.

Les plus grandes, qui ont généralement des contacts flous avec le granite, sont constituées par des migmatites à textures variées. Certaines atteignent des dimensions cartographiables et on se demande même parfois si elles ne pourraient pas représenter des roof-pendants, dans l'hypothèse où l'érosion n'aurait entamé que faiblement le massif du Velay.

Les plus petites sont constituées par des gneiss riches en mica, des amphibolites, des quartzites, des pyroxénites. Leur forme est mieux délimitée et leur contact avec le granite plus net, une croûte micacée s'interposant entre les deux roches.

Souvent des veines granitiques s'insinuent dans les enclaves en suivant leur plan de schistosité cristallophyllienne, ou les coupent en plusieurs fragments.

Quand on observe de vastes affleurements, on remarque parfois que les enclaves dessinent des alignements plus ou moins contournés et matérialisent ainsi une certaine architecture du granite. En l'absence d'une étude tectonique, il n'est pas possible de préciser si la disposition actuelle est due à la granitisation ou si, au contraire, elle remonte à un épisode plus lointain de l'histoire des schistes cristallins. A petite échelle, il semble bien que le granite ait, au moins localement, contribué à déplacer certaines enclaves (enclaves fragmentées) mais rien ne permet, pour l'instant, d'affirmer l'existence d'un brassage plus important.

La façon la plus simple d'aborder l'étude des schistes cristallins enclavés dans le granite migmatitique consiste à adopter un plan purement pétrographique. Nous étudierons donc successivement :

- les enclaves de migmatites,
- les enclaves de gneiss,
- les enclaves surmicacées,
- les enclaves d'amphibolites,
- les enclaves de pyroxénites,
- les enclaves de quartzites.

2. — LES ENCLAVES DE MIGMATITES.

De toutes les enclaves de schistes cristallins, les enclaves de migmatites sont les plus grandes. Elles ont couramment une dizaine de mètres de long et parfois beaucoup plus.

Ce sont également celles dont le contact avec le granite est le moins bien délimité, car celui-ci les pénètre en veines diffuses (photo 2, planche VIII).

La texture des migmatites est en général de type rubané ou de type tourbillonnaire. Elles ne présentent que rarement des yeux de feldspath alcalin.

Vues au microscope, ces migmatites sont caractérisées par une *structure à cloisons* caractéristique.

Les *compositions minéralogiques* sont de deux sortes.

Dans un type quartz-feldspathique, souvent d'allure rubanée, presque leptynique, les éléments essentiels sont :

- le quartz xénomorphe,
- le feldspath alcalin, en grains xénomorphes assez réguliers, dépourvu de mâcles polysynthétiques et généralement non perthitique,
- un plagioclase acide, oligoclase le plus souvent,
- la biotite,
- accessoirement, un peu d'apatite.

A ce type extrêmement banal s'en ajoute un autre, plus fréquent et de composition plus alumineuse. On y observe :

- du quartz xénomorphe,
- une faible quantité seulement de feldspath alcalin xénomorphe, ni moiré, ni perthitique,
- beaucoup de plagioclase, le plus souvent de l'oligoclase,
- de la biotite,
- de la cordiérite en grains profondément altérés en pinite, qui contiennent souvent des inclusions de sillimanite,
- de la sillimanite en faible quantité,
- parfois un peu de grenat,
- accessoirement un peu d'apatite, et quelques minerais.

Certains traits de ces migmatites les opposent assez nettement au granite qui les entoure, ce sont :

- leur relative pauvreté en feldspath alcalin, du moins chez les migmatites alumineuses,
- la disposition différente de la cordiérite, en petits grains indépendants juxtaposés, contenant des inclusions de sillimanite.

Ceci conduit à penser que la cordiérite des gneiss n'est pas directement à l'origine de la cordiérite du granite et que, par conséquent, les nodules de ce dernier ne représentent pas le résidu réfractaire de la fusion anatectique des gneiss.

Souvent d'ailleurs à l'intérieur des enclaves de migmatites, la cordiérite semble se former dans des veines granitoïdes reliées au granite encaissant. Dans certains cas les nodules de cordiérite semblent bourgeonner au contact des alignements micacés de la migmatite. Ils pourraient représenter une réutilisation, presque sur place, des éléments ferro-magnésiens libérés par la fusion anatectique des lits micacés.

Afin de comparer les migmatites enclavées au granite du Velay et aux schistes cristallins représentés à l'extérieur du massif, on a effectué l'analyse chimique de deux échantillons de migmatites. Ce sont :

1216 (*) Enclave de migmatite à cordiérite dans granite migmatitique du Velay. Carrière de l'usine électrique, sur route D. 6 C, Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$, $y = 314,5$.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.

1575 Enclave de migmatite à cordiérite dans granite migmatitique du Velay. Affleurement le long de la route D. 102, à 2,900 km de Saint-Sauveur-de-Montagut ; Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), $x = 775,8$, $y = 283,9$.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1961.

Voici les résultats des analyses, exprimés en pourcentages d'oxydes, ainsi que, pour mémoire, les compositions d'un granite à biotite et cordiérite de Tence (1209), de deux granites de Saint-Sauveur-de-Montagut (1575 : type très clair à cordiérite seule ; 1572 : type à biotite) et les valeurs moyennes des compositions des ectinites (A) et des migmatites œillées (B) de la série du Haut-Allier, d'après les données de F.H. Forestier (1961).

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Provenances	Tence (Haute-Loire)		Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche)			Haut-Allier	
Types de roches	Migmatite à cordiérite	Granite à cordiérite	Migmatite à cordiérite	Granite à biotite	Granite clair à cordiérite	Moyenne des ectinites	Moyenne des migmatites œillées
Numéros des analyses	1216	1209	1575	1572	1576	A	B
SiO ₂	65,40	66,25	63,80	62,65	75,00	65,81	71,36
Al ₂ O ₃	15,00	17,55	17,65	17,05	13,65	17,13	16,47
Fe ₂ O ₃	2,10	0,40	0,55	0,80	0,70	1,47	0,82
FeO	5,10	2,65	5,70	3,60	0,85	3,96	1,50
MgO	3,10	1,40	3,50	2,40	0,95	2,57	1,01
CaO	1,80	1,90	1,70	2,25	1,55	1,16	0,70
Na ₂ O	2,90	3,95	3,10	3,20	2,75	2,91	3,11
K ₂ O	2,75	4,00	2,55	5,80	4,25	2,47	3,66
TiO ₂	0,55	0,50	0,85	0,80	0,25	0,66	0,23
P ₂ O ₅	0,80	0,20	0,15	0,85	0,20	0,26	0,24
MnO	0,05	0,05	tr.	0,05	tr.	0,05	0,01
H ₂ O ⁺	0,30	1,00	1,10	0,60	0,35	1,46	0,74
H ₂ O ⁻	0,05	0,15	0,05	0,10	0,05	0,05	0,12
Total	99,90	100,00	100,70	100,15	100,55	100,12	99,97

Voici d'autre part les mêmes analyses exprimées en pourcentages ioniques.

Provenances	Tence (Haute-Loire)		Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche)			Haut-Allier	
Types de roches	Migmatite à cordiérite	Granite à cordiérite	Migmatite à cordiérite	Granite à biotite	Granite clair à cordiérite	Moyenne des ectinites	Moyenne des migmatites œillées
Numéros des analyses	1216	1209	1575	1572	1576	A	B
Si	62,1	61,9	59,9	58,4	70,4	62,6	67,4
Al	16,8	19,3	19,5	18,6	15,1	19,2	18,3
Fe ⁺³	1,5	0,3	0,3	0,6	0,4	1,0	0,6
Fe ⁺²	4,0	2,1	4,4	2,8	0,7	3,1	1,2
Mg	4,4	2,0	4,9	3,3	1,3	3,6	1,4
Ca	1,8	1,9	1,7	2,2	1,6	1,2	0,7
Na	5,4	7,2	5,6	5,8	5,0	5,4	5,7
K	3,4	4,8	3,0	6,9	5,2	3,1	4,3
Ti	0,4	0,3	0,6	0,6	0,2	0,5	0,2
P	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	0,2	0,2
Mn	0,1	0,1		0,1		0,1	
Total des cations	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
O	167,0	163,1	162,7	161,3	172,4	164,6	170,0
OH	1,9	6,2	6,9	3,7	2,1	9,3	4,7
Total des anions .	168,9	169,3	169,6	165,0	174,5	173,9	174,7

Voici enfin les teneurs exprimées en ppm (parties par million), de quelques oligo-éléments dosés par la méthode spectrographique (Mme C. Jamond), et les résultats des dosages fluorimétriques de l'uranium effectués par Mme E. Gamot-Ciceri.

Provenances	Tence (Haute-Loire)		Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche)		
Types de roches	Migmatite à cordiérite	Granite à cordiérite	Migmatite à cordiérite	Granite à biotite	Granite clair à cordiérite
Numéros des analyses chimiques	1216	1209	1575	1572	1576
Ni	36	24	68	98	32
Cr.....	68	32	90	32	27
Cu	68	25	30	20	21
Mo	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0	0
Sn	6	6	6	7	0
Pb	12	12	8	15	16
U	1	2	1,5	4	1

Dans l'ensemble, les enclaves de migmatites sont plus proches des ectinites que des migmatites œillées du Haut-Allier. Par rapport aux premières on remarque l'existence de teneurs à peines plus fortes en éléments cafémiques, par rapport aux secondes on note des différences beaucoup plus importantes, les migmatites œillées du Haut-Allier étant plus riches que les enclaves en Si et K, et beaucoup plus pauvres en Fe, Mg, Ca.

On peut, bien entendu, se demander si les enclaves ont des compositions chimiques représentatives des migmatites dont elles dérivent et si les différences observées par rapport aux migmatites œillées du Haut-Allier ne sont pas dues précisément aux premiers effet de l'anatexie, qui auraient appauvri les enclaves en Si et en K, rapprochant donc leur composition globale de celle des ectinites.

Il est bien difficile de trancher cette question pour l'instant. Toutefois nous remarquerons que les migmatites enclavées ont des aspects en général bien différents de ceux des migmatites œillées. Il est possible que la composition particulière des enclaves tienne donc, au moins en partie, à une composition originale de ces migmatites conformément à l'opinion de A. Weisbrod (1962), suivant laquelle la formation des migmatites œillées serait indépendante de la genèse du granite, lequel développerait ses propres faciès migmatitiques congénères, directement aux dépens des ectinites, à l'intérieur de l'arc des migmatites œillées.

La comparaison des enclaves de migmatites et des granites prélevés à proximité montre des différences de composition plus ou moins grandes suivant le cas.

Les enclaves de migmatites sont assez voisines des granites à biotite et cordiérite, tout au plus note-t-on une tendance des migmatites à accumuler les ferro-magnésiens, et une plus grande richesse du granite en alcalins.

Par contre, le granite clair à cordiérite, très différencié, s'écarte passablement de la composition des migmatites enclavées. Il est plus riche qu'elles en Si et K, et plus pauvre en Al, Fe^{3+} , Fe^{+2} , Mg.

Les teneurs en oligo-éléments ne donnent pas lieu à des variations assez importantes pour modifier cette façon de voir. En moyenne, les migmatites sont plus riches que les granites en Ni, Cr, Cu, éléments qui sont apparemment associés, dans bien des cas, aux ferro-magnésiens.

La comparaison des compositions des migmatites enclavées, des ectinites et du granite migmatitique montre qu'il n'y a bien souvent que des différences de composition assez faibles entre ces différents types de roches. L'anatexie responsable de la formation du granite aux dépens des ectinites se serait donc produite sans donner lieu à d'importants échanges de matière.

3. — LES ENCLAVES DE GNEISS.

Ce sont les plus communes des enclaves du granite migmatitique du Velay. On en trouve partout et en grand nombre.

A la différence des enclaves de migmatites, les enclaves de gneiss sont en général de petite taille, atteignant le plus souvent quelques décimètres ou quelques mètres. Leur contact avec le granite est bien net, et on n'observe pas de veines granitoides les recoupant. En général, une croûte micacée les entoure de toutes parts, les isolant parfaitement du granite, dont on peut très facilement les détacher.

Leur forme est ellipsoïdale, avec un aplatissement parallèle au plan de schistosité cristallophyllienne. Leur teinte est en général sombre, car beaucoup sont riches en biotite. Leur texture est nettement schisteuse et leur grain est le plus souvent très fin. Leur dureté semble plus grande que celle des gneiss ordinaires. On distingue parfois des microplis serrés.

Au microscope, les structures sont du type grano-lépidoblastique. Dans les types les moins riches en mica les structures sont plus confuses, mais se rattachent quand même au type précédent.

Souvent, on observe une particularité curieuse : des petits cristaux de quartz xénomorphes, véritables gouttelettes, criblent les cristaux de feldspath. Cette disposition se retrouve aussi dans les enclaves d'amphibolites.

La composition minéralogique est, dans l'ensemble, très monotone, en raison de la présence presque exclusive de trois minéraux essentiels : le quartz, le plagioclase et la biotite.

— *Le Quartz* occupe en moyenne 20 à 25 % du volume des enclaves de gneiss, il se présente en petits grains xénomorphes qui rongent plagioclase et biotite, et souvent aussi en fines gouttelettes dans les plagioclases.

— *Le Plagioclase*, en général plus important (40 % du volume en moyenne), constitue de petits grains xénomorphes, peu mâclés, rongés ou percés par les grains de quartz.

Sa composition est très variable ; suivant les cas elle peut aller de l'oligoclase à l'anorthite. Quand on récolte plusieurs enclaves dans un même gisement on constate en général que la basicité des plagioclases des divers échantillons est la même. Il est difficile de préciser, pour l'instant, si cette similitude des plagioclases tient à ce que

les enclaves dérivent d'une même couche de gneiss à composition homogène, ou si elle provient d'une convergence déterminée par le phénomène d'anatexie dans des enclaves d'origines variées.

Les plagioclases les plus basiques sont les plus criblés d'inclusions de quartz.

- La *Biotite* est d'aspect tout à fait banal. Ses paillettes sont petites dans l'enclave, mais augmentent de taille à la périphérie, au voisinage de la croûte micacée, leur position devient également plus désordonnée.

Par augmentation de la teneur en biotite, et diminution corrélative de la teneur en quartz et en plagioclase, on passe progressivement des enclaves de gneiss aux enclaves surmicacées.

- Les *minéraux accessoires* les plus courants sont l'apatite, en petits prismes fins et les minerais. On trouve aussi localement du zircon, de l'épidote, de l'allanite et de la calcite.
- La présence de *feldspath alcalin* est exceptionnelle dans les enclaves de gneiss. On n'en remarque en faible quantité que dans de rares échantillons à tendance leptynique ou migmatitique.
- Les *minéraux alumineux* sont rares, on trouve parfois des reliques de grenat corrodé et parfois un peu de spinelle vert, ou de sillimanite, apparemment en voie de résorption. Ce caractère oppose nettement les enclaves de gneiss aux enclaves de migmatites, dans lesquelles on trouve cordiérite, sillimanite et parfois grenat.
- L'*Amphibole*, une hornblende de type banal, n'est présente que dans de rares échantillons, qui font transition avec les amphibolites, ou peut-être aussi avec les enclaves de roches éruptives basiques. La présence d'amphibole s'accompagne d'une teneur en quartz anormalement basse.
- Un *Pyroxène* incolore, apparemment un diopside, apparaît aussi quelquefois, dans des enclaves de gneiss prélevées à proximité de vaugnériles, dans lesquelles on retrouve le même minéral en plus grande abondance. Il est fort possible que de tels gneiss proviennent de la transformation de roches éruptives basiques.

Afin de préciser la description précédente, j'ai effectué l'analyse modale d'une vingtaine d'enclaves de gneiss. Les résultats ne sont pas très rigoureux car l'analyse modale n'a pas le même degré de précision que dans les roches éruptives. Ils ont néanmoins une valeur documentaire.

Compositions modales (pourcentages volumétriques) de quelques enclaves de gneiss rangées dans l'ordre des colorations croissantes.

Echantillon	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Quartz.....	24	25	19	19	13	22	20	19	24	28
Plagioclase .	55	50	56	55	58	50	49	49	42	39
Biotite.....	21	25	25	26	27	28	31	31	33	33
Amphibole..					1					
Minéraux alumineux .		Grenat					Spinel.			
Divers	Apat.	Apat.	Apat.	Apat. Allan.	Apat. Allan.	Apat. Min.	Apat. Min.	Apat.	Apat.	Apat. Epid.
Composition du plagioclase .	An 33	An 35-37	An 48	An 48	An 37	An 28	?	An 48	An 48	An 25

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS

- I : Carrière de l'usine électrique sur D. 6 C ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$,
 $y = 314,5$.
II : Affleurements sur D. 6 C près Coste-Rousse ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,3$,
 $y = 313,5$.
III : Affleurements sur N. 536, Montpezat (Ardèche), $x = 745,2$, $y = 270,1$.
IV : Affleurements sur N. 536, Montpezat (Ardèche), $x = 747,3$, $y = 209,2$.
V : N. 533 près Les Chalayes, Saint-Agrève (Ardèche), $x = 766,5$, $y = 301,4$.
VI : N. 88 près Saint-Maurice-de-Lignon (Haute-Loire), échantillon non en place.
VII : N. 88 près Saint-Maurice-de-Lignon (Haute-Loire), échantillon non en place.
VIII : Carrière du barrage de La Palisse ; le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$,
 $y = 277,7$.
IX : Carrière du barrage de La Palisse, Le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$,
 $y = 277,7$.
X : N. 88 près Saint-Maurice-de-Lignon (Haute-Loire), échantillon non en place.

Compositions modales (suite).

Echantillons	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI
Quartz.....	24	17	22	19	25	15	9	20	28	28	5
Plagioclase	42	44	41	40	35	44	48	28	26	17	17
Biotite	34	36	37	40	40	41	42	41	46	55	56
Amphibole		3									22
Minéraux alumineux ..										Sill. Musc.	
Divers	Apat. Min. Zirc.	Min.		Apat. Epid. Calc.	Apat.	Apat. 1	Apat. 1	Feld. alc. 9 Pyr. 1 Sph. 1 Apat.	Apat.	Apat.	Apat.
Composition du Plagioclase	An 40	An 63	An 33	An 70	An 43	An 28-34	An 46	An 100	?	An 40-43	?

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS

- XI : Carrefour N. 103-D. 101 ; Saint-Julien-Boutières (Ardèche), $x = 758,6$, $y = 298,6$.
 XII : Pont de Vaubarlet sur D. 43 ; Sainte-Sigolène (Haute-Loire), $x = 764,9$, $y = 326,2$.
 XIII : Carrière de l'usine électrique sur route D. 6 C ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$,
 $y = 314,5$.
 XIV : D. 6 C près château du Besset ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,9$, $y = 313,0$.
 XV : Carrière près usine électrique sur D. 6 C ; Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$, $y = 313,5$.
 XVI : D. 378 près Chanéac (Ardèche), $x = 757,1$, $y = 295,1$.
 XVII : D. 6 C près château du Besset, Tence (Haute-Loire), $x = 752,9$, $y = 313,0$.
 XVIII : D. 103 à 2,5 km de Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche), $x = 776,0$, $y = 283,4$.
 XIX : Carrière sur D. 24 à 2 km de Tiranges (Haute-Loire), $x = 729,5$, $y = 335,2$.
 XX : Carrière du barrage de La Palisse, Le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$, $y = 277,7$.
 XXI : Carrière du barrage de La Palisse, Le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$, $y = 277,7$.

La composition minéralogique des enclaves de gneiss est donc particulièrement monotone.

On peut se demander si elle est due à la nature originelle des gneiss, ou si elle est en rapport avec les transformations qu'ils ont subies.

Les schistes cristallins affleurant en bordure occidentale du granite du Velay ont été étudiés par F.H. Forestier (1961). La série métamorphique comporte des termes variés : micaschistes, gneiss à deux micas, gneiss à biotite et sillimanite. Les roches les plus courantes sont riches en alumine, comme le montre la présence de muscovite, sillimanite et grenat dans les micaschistes, celle de muscovite dans les gneiss à deux micas et l'abondance de sillimanite et de cordiérite dans les gneiss inférieurs.

Au milieu de ces roches alumineuses qui représentent le produit du métamorphisme, d'anciennes pélites argileuses, on trouve quelques intercalations de gneiss à biotite, dépourvus de minéraux alumineux et à tendance leptynique. Ces niveaux ne représentent qu'un volume réduit.

Le granite migmatitique du Velay s'étant développé aux dépens de schistes cristallins analogues par un phénomène d'anatexie, on peut imaginer de deux façons l'origine des enclaves de gneiss :

- ou bien l'anatexie des niveaux alumineux a été totale et le granite n'a conservé en enclaves que les résidus de certains bancs de composition particulière, qui ont été simplement disloqués,
- ou bien l'anatexie des gneiss alumineux n'a été que partielle, laissant un résidu réfractaire qui correspondrait aux enclaves de gneiss.

L'étude pétrographique des enclaves de gneiss nous a montré l'existence de certains caractères symptomatiques, qui sont :

- la richesse en biotite, nous verrons d'ailleurs qu'il existe une transition parfaite avec les enclaves surmicacées,
- la basicité parfois grande du plagioclase, est en tout cas généralement plus forte que celle des plagioclases des schistes cristallins pris à l'extérieur du granite.

Si on se souvient par ailleurs de la grande abondance des enclaves de gneiss, on est amené à penser que beaucoup d'entre elles sont les résidus de schistes cristallins banaux, moins micacés, aux plagioclases plus acides et vraisemblablement pourvus de feldspath alcalin et de minéraux alumineux.

Par ailleurs, des niveaux particuliers, que leur composition originelle rendait réfractaires à l'anatexie, ont pu subsister eux aussi sous forme d'enclaves. Certains niveaux de gneiss à amphibole pourraient être dans ce cas, ainsi que certains gneiss basiques observés en bordure de masses de roches éruptives basiques enclavées dans le granite et qui semblent bien provenir du métamorphisme régional de roches basiques.

Les idées précédentes sont grandement renforcées par les résultats des expériences de H.G.F. Winkler et H. von Platen (1960) au cours desquelles des roches métamorphiques naturelles, et des roches cristallines artificielles dérivant du métamorphisme expérimental d'argiles variées, ont donné naissance, sous une pression de 2 000 atmosphères et à des températures comprises entre 600 et 800° à des liquides de composition granitique et à des résidus cristallins riches en biotite et pourvus de plagioclases basiques.

Afin d'essayer d'établir le *bilan chimique* de l'anatexie des schistes cristallins, on a effectué un certain nombre d'analyses chimiques d'enclaves de gneiss.

Voici quelles sont les provenances des échantillons analysés :

- 1214 (*) Enclave de gneiss à grain fin, assez quartzeux dans granite à cordiérite. Carrière du barrage de La Palisse ; Le Cros-de-Géorand (Ardèche), $x = 738,9$, $y = 277,7$.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1215 Enclave de gneiss à grain fin, très micacé, dans granite à cordiérite. Même provenance que l'échantillon 1214.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1213 Enclave de gneiss à grain moyen, riche en feldspaths, dans granite à biotite. Carrière de Montaron, Marlhes (Loire), $x = 763,3$, $y = 335,2$.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1217 Enclave de gneiss fin très micacé, dans granite à cordiérite. Carrière sur route D. 6 C, près usine électrique, Tence (Haute-Loire), $x = 752,5$, $y = 314,5$.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.

Ces résultats pourront être comparés à ceux des analyses de schistes cristallins de la série du Haut-Allier, publiées par F.H. Forestier (1961), dont voici la liste.

- 1058 Micaschiste leptynique à biotite et muscovite. Lachaud-Curmilhac (Haute-Loire).
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1086 Gneiss à biotite, à tendance leptynique. Petite route joignant le passage à niveau de Pautès à la D. 40, route du Pont d'Alleyras.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1068 Gneiss à deux micas, le long du chemin de crête allant de Gourlong (commune d'Alleyras) à la côte 933.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1070 Gneiss à biotite et sillimanite. Route D. 33 de Pont d'Alleyras à Villard.
Analyse de Mlle S. Pignide, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1069 Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite D. 33, route de Saint-Préjet-d'Allier à Alleyras, à 1 km de Saint-Préjet.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1959.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

**RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES EXPRIMÉS EN POURCENTAGES
D'OXYDES.**

Types de roches	ENCLAVES DE GNEISS				SCHISTES CRISTALLINS DU HAUT-ALLIER				
Prove- nances	La Palisse	La Palisse	Marlhes	Tence	Lachaud- Cur- milhac	Pautès	Gour- long	Le Villard	Saint- Préjet- d'Allier
Numéros des analyses	1214	1215	1213	1217	1058	1086	1068	1070	1069
SiO ₂ ...	57,65	57,25	59,35	58,05	67,90	61,40	67,50	65,60	66,65
Al ₂ O ₃ ..	18,50	13,60	16,95	16,95	15,85	19,05	16,80	17,20	16,75
Fe ₂ O ₃ ...	1,35	1,85	1,65	0,85	1,20	1,45	1,25	1,80	1,65
FeO ...	5,10	6,10	6,85	6,20	3,40	5,05	3,70	3,95	3,70
MgO ...	5,00	9,10	2,55	5,70	2,60	3,40	2,40	2,40	2,05
CaO ...	4,25	2,25	3,00	3,30	0,80	1,25	1,10	1,05	1,60
Na ₂ O ..	2,65	1,15	3,70	2,35	2,50	2,60	3,25	2,60	3,60
K ₂ O ...	3,10	4,35	3,10	3,60	2,95	3,05	1,80	2,65	1,90
TiO ₂	0,85	1,50	1,25	1,30	0,65	0,70	0,65	0,65	0,65
P ₂ O ₅ ...	0,50	0,75	0,65	0,20	0,30	0,20	0,30	0,20	0,30
MnO ...	0,05	0,10	tr.	0,05	0,05	0,10	0,05	tr.	0,05
H ₂ O ⁺ ..	0,75	1,40	0,65	0,80	1,65	1,65	1,40	1,50	1,10
H ₂ O ⁻ ..	0,10	0,10	0,10	0,25	0,15	0,35	0,10	0,35	0,10
Total ..	99,85	99,50	99,80	99,60	100,00	100,25	100,30	99,95	100,10

Voici, d'autre part, les résultats des mêmes analyses, exprimés en pourcentages ioniques.

Types de roches	ENCLAVES DE GNEISS				SCHISTES CRISTALLINS DU HAUT-ALLIER				
Provenances	La Palisse	La Palisse	Marlhes	Tence	Lachaud-Curmilhae	Pautès	Gourlong	Le Villard	Saint-Préjet-d'Allier
Numéros des analyses	1214	1215	1213	1217	1058	1086	1068	1070	1069
Si	53,9	54,2	56,0	54,7	65,1	58,5	64,1	62,8	63,1
Al	20,3	15,2	18,8	18,8	17,8	21,3	18,8	19,5	18,7
Fe ⁺³ ...	0,9	1,4	1,1	0,6	0,9	1,0	0,9	1,3	1,1
Fe ⁺² ...	4,0	4,8	5,4	4,9	2,7	4,0	2,9	3,2	2,9
Mg	7,0	12,9	3,6	8,0	3,7	4,9	3,4	3,5	2,9
Ca	4,3	2,3	3,1	3,3	0,8	1,3	1,1	1,1	1,6
Na	4,8	2,2	6,8	4,3	4,6	4,8	5,9	4,8	6,6
K	3,7	5,2	3,7	4,3	3,6	3,6	2,2	3,2	2,3
Ti	0,6	1,1	0,9	0,9	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
P	0,4	0,6	0,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
Mn	0,1	0,1	—	0,1	0,1	0,1	0,1		0,1
Total des cations .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,1	100,0	100,0
O	159,2	156,3	160,4	158,6	164,7	160,8	166,2	165,1	165,9
OH	4,7	8,9	4,1	5,0	10,6	10,5	8,8	9,6	6,9
Total des anions ..	163,9	165,2	164,5	163,6	175,3	171,3	175,0	174,7	172,8

Voici enfin les teneurs en quelques oligo-éléments métalliques d'après les analyses spectrographiques de Mme C. Jamond et les dosages fluorimétriques de l'uranium effectués par Mme E. Gamot-Ciceri. Les résultats sont exprimés en ppm (parties par million).

Types de roches	ENCLAVES DE GNEISS				SCHISTES CRISTALLINS DU HAUT-ALLIER				
	La Palisse	La Palisse	Marlhes	Tence	Lachaud-Cur-milhac	Pautès	Gour-long	Le Villard	Saint-Préjet-d'Allier
Provenances									
Numéros des analyses	1214	1215	1213	1217	1058	1086	1068	1070	1069
Ni	242	359	35	71	29	18	53	35	32
Cr.....	127	1039	25	695	68	193	74	150	93
Cu.....	54	15	28	15	30	40	49	33	37
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0	3	3	3	4	3
Sn.....	8	7	8	7	8	9	8	8	8
Pb.....	11	6	11	7	9	12	13	9	10
U.....	2	7	2	9	2	1	1	1	1

Ces résultats appellent quelques commentaires.

Alors que les compositions minéralogiques des enclaves de gneiss donnent une impression de grande uniformité, leurs analyses chimiques montrent en réalité une grande diversité, que les variations des teneurs en biotite et en plagioclase permettent d'ailleurs d'expliquer. Les principales variations portent sur l'alumine, la magnésie, la chaux et la soude, tous éléments présents en quantité notable soit dans la biotite, soit dans le plagioclase.

Comparées aux compositions des schistes cristallins de la série du Haut-Allier, les analyses d'enclaves de gneiss prennent pourtant un air de famille bien net, qui fait oublier les petites différences notées précédemment.

En moyenne, on peut dire que les schistes cristallins prélevés à l'extérieur du granite sont :

- plus riches en silice, et peut être en soude,
- plus pauvres en FeO, MgO, CaO, K₂O, TiO₂ et P₂O₅, que les enclaves du granite.

Les enclaves de gneiss présentent en outre des concentrations importantes en Ni et Cr, éléments dont le sort est habituellement lié à celui des ferro-magnésiens. Leur richesse

en uranium est également un de leurs caractères remarquables. On s'explique mal par contre que l'argent, présent en quantité relativement importante dans les schistes cristallins pris à l'extérieur du massif soit totalement absent des enclaves de gneiss.

Dans l'hypothèse, très vraisemblable, d'une anatexie des schistes cristallins ayant donné naissance au granite d'une part et aux enclaves de gneiss, résidu basique, d'autre part, certaines différences de composition entre les schistes cristallins normaux et les enclaves du granite paraissent tout à fait logiques.

Le tableau suivant indiquant les compositions moyennes en quelques éléments du granite (moyenne de 10 analyses), de schistes cristallins du Haut-Allier (moyenne de 5 analyses, échantillons prélevés par la méthode statistique) et d'enclaves de gneiss (moyenne de 4 analyses) montre en effet, qu'en bien des cas, les schistes cristallins du Haut-Allier présentent des teneurs intermédiaires entre le granite migmatitique et les enclaves de gneiss qu'il peut contenir.

	Enclave de gneiss	Schiste cristallin	Granite
SiO ₂	58,1	65,8	69,4
FeO	6,0	4,0	2,7
MgO	5,6	2,6	1,5
Na ₂ O	2,5	2,9	3,3
TiO ₂	1,2	0,7	0,4

D'autres éléments, par contre, ont un comportement très capricieux, ce sont les suivants :

	Enclave de gneiss	Schiste cristallin	Granite
Al ₂ O ₃	16,4	17,1	15,5
Fe ₂ O ₃	1,4	1,5	0,5
CaO	3,2	1,2	1,6
K ₂ O	3,5	2,5	4,0

Les variations de teneur en alumine sont trop faibles pour donner lieu à de longues spéculations, les variations en Fe₂O₃, peuvent à la rigueur s'expliquer par de légères modifications de l'état du fer (réduction) dans les enclaves. Mais il n'en est pas de même pour la chaux et la potasse.

Si l'on connaît de nombreux types de roches, amphibolites et pyroxénites notamment, plus riches en chaux que les gneiss, qui pourraient être responsables de la richesse du granite en CaO, on ne voit pas, par contre, d'où pourrait provenir l'excédent de potasse du granite.

Tout en admettant l'origine anatectique du granite migmatitique, il semble donc, pour

l'instant, impossible d'abandonner l'idée d'une métasomatose, dont le bilan pourrait d'ailleurs être faible, mais dont les effets viendraient se conjuguer à ceux de l'anatexie pour donner naissance au granite.

4. — *LES ENCLAVES SURMICACÉES ET LES SCHLIEREN MICACÉS.*

Le granite migmatitique du Velay contient, également, de très nombreuses enclaves surmicacées. Ce sont, le plus souvent, des corps lenticulaires de petite taille, ayant quelques centimètres, ou au plus quelques décimètres de long. Ils tranchent sur le granite qui les entoure par leur teinte très sombre.

Ces enclaves semblent souvent se prolonger dans le granite par des alignements micacés ; les enclaves ne représentant bien souvent que de simples renflements de schlieren.

Avec les schlieren, et les autres enclaves de roches métamorphiques, les enclaves surmicacées dessinent au sein du granite des alignements plus ou moins contournés, qui sont comme l'ombre d'une ancienne stratification.

Dans les granites clairs les plus évolués les enclaves surmicacées sont pratiquement les seuls résidus des schistes cristallins originels.

Il existe toute une série de types de transitions entre les enclaves surmicacées les plus typiques et les enclaves de gneiss riches en biotite. Il y a, également, une ressemblance très poussée entre les enclaves surmicacées et l'épaisse croûte de biotite qui entoure les enclaves de gneiss ou d'amphibolite. On est donc tenté de considérer les enclaves surmicacées comme le résidu ultime de schistes cristallins, complètement assimilés par le granite et réduits à des agrégats de biotite.

L'étude micrographique de ces enclaves montre qu'elles sont essentiellement constituées, dans les cas les plus typiques, par des paillettes de biotite très colorée et très polychroïque, disposées de façon apparemment désordonnée (photo 2, planche IX).

Accessoirement, mais de façon très constante, on observe la présence de nombreux petits cristaux trapus d'apatite.

Du quartz, ou un plagioclase acide, apparaissent encore dans certains cas peu typiques, qui font transition avec les enclaves de gneiss, ou qui correspondent peut être à un début de désintégration des enclaves surmicacées dans le granite environnant.

Il a paru intéressant de faire analyser une enclave surmicacée, constituée presque exclusivement de biotite, et très accessoirement par une faible quantité d'apatite.

L'échantillon analysé est le suivant :

1218 (*) Enclave surmicacée dans le granite migmatitique du Velay à biotite. Carrière de Montaron. Marlihes (Loire), $x = 733,3$, $y = 335,2$.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.

Les résultats sont exposés dans le tableau suivant, qui donne également la valeur moyenne des compositions d'enclaves de gneiss.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Types de roches	Enclave surmicacée	Moyenne des enclaves de gneiss
SiO ₂	34,90	58,10
Al ₂ O ₃	21,00	16,30
Fe ₂ O ₃	0,00	1,40
FeO	20,30	6,00
MgO	7,85	5,60
CaO	1,40	3,20
Na ₂ O	0,40	2,50
K ₂ O	8,60	3,50
TiO ₂	3,00	1,20
P ₂ O ₅	0,80	0,70
MnO	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,80	0,90
H ₂ O ⁻	0,05	0,15
Total	99,15	99,60

Voici, d'autre part, la composition de l'enclave surmicacée exprimée en pourcentages ioniques.

Types de roches	Enclave surmicacée	Moyenne des enclaves de gneiss
Si	33,4	54,9
Al.....	23,7	18,1
Fe ⁺³	0,0	1,0
Fe ⁺²	16,2	4,7
Mg	11,2	7,9
Ca	1,4	3,2
Na	0,7	4,5
K	10,4	4,2
Ti	2,2	0,8
P	0,7	0,6
Mn	0,1	0,1
Total des cations	100,0	100,0
O	140,3	158,8
OH	5,1	5,7
Total des anions.....	145,4	164,5

Ainsi que les teneurs en oligo-éléments d'après les analyses spectrographiques de Mme Jamond et les dosages fluorimétriques de l'uranium de Mme E. Gamot-Ciceri. Les teneurs sont exprimées en ppm (parties par million).

Types de roches	Enclave surmicacée	Enclave de gneiss (moyenne des teneurs)
Ni	168	177
Cr	2000	471
Cu	18	28
Mo	0	0
Ag	tr.	0
Sn	18	7
Pb	10	9
U	7	5

En premier lieu, l'analyse 1218 nous renseigne sur la composition de la biotite des enclaves surmicacées. En effet, ce mica est le constituant essentiel de l'enclave analysée. Il ne s'y ajoute qu'un peu d'apatite dont on peut d'ailleurs apprécier facilement la quantité, à partir de la teneur en P_2O_5 donnée par l'analyse.

Comparée aux compositions d'un grand nombre de biotites (W.A. Deer, R.A. Howie et J. Zussmann, 1962), provenant aussi bien de roches éruptives que de roches métamorphiques, la biotite de l'enclave paraît tout à fait banale, et plus proche en moyenne des biotites de roches métamorphiques que des biotites de roches éruptives.

D'autre part, si l'on se souvient que, sur le terrain, les enclaves surmicacées paraissent représenter le résidu final de l'anatexie de gneiss, il est intéressant de comparer leur composition à celle des enclaves de gneiss, riches en biotite que l'on trouve par ailleurs dans le granite.

Les enclaves surmicacées sont :

- plus pauvres en Si, Ca et Na,
- plus riches en Al, Fe, Mg, K, Ti,

que les enclaves de gneiss, riches en biotite, du même granite.

La disparition de la chaux et de la soude tient tout simplement à la dissolution du plagioclase basique encore présent dans les enclaves de gneiss. L'abaissement de la teneur en silice provient de la dissolution du plagioclase et de celle du quartz.

Pour la plupart des éléments, les différences observées, vont dans le même sens que celles notées par ailleurs entre les schistes cristallins du Haut-Allier et les enclaves de gneiss. Ceci confirme l'idée suivant laquelle, les enclaves surmicacées représenteraient le résidu ultime de l'anatexie des schistes cristallins, dont les enclaves de gneiss ne seraient qu'un stade intermédiaire.

5. — LES ENCLAVES D'AMPHIBOLITES.

Les enclaves d'amphibolites sont moins fréquentes que les enclaves de migmatites ou

de gneiss. On en trouve quand même assez souvent, et en particulier dans les parties méridionales du massif, où de bons affleurements facilitent leur recherche.

Ce sont des corps sombres, allongés, plus ou moins ovales, atteignant quelques décimètres de long, ou au plus, quelques mètres.

Comme les enclaves de gneiss, elles présentent une schistosité cristallophyllienne bien nette, parallèlement à laquelle on note en général un aplatissement de l'enclave. Certaines présentent des microplis.

Leur contact avec le granite est parfaitement net, elles sont isolées par une croûte micacée qui les entoure de toutes parts et permet de les détacher facilement.

Examinées au microscope, les enclaves d'amphibolites présentent la *structure* grano-nématoblastique classique. On remarque en outre que de petits grains xénomorphes de quartz se développent au milieu des cristaux de plagioclase et d'amphibole. Des paillettes de biotite assez abondantes dans certaines enclaves tendent à s'ordonner en lits (photo 3, planche IX).

La *composition minéralogique* des enclaves d'amphibolites est assez variable, il en existe en effet deux types.

Les unes sont simplement caractérisées par l'association : Quartz — Plagioclase — Hornblende — Biotite, les autres contiennent en outre des pyroxènes de deux sortes : un diopside incolore et un hypersthène.

Voyons comment se présentent ces différents minéraux :

Le Quartz, en général peu abondant, constitue de petits grains xénomorphes souvent inclus dans les plagioclases, ou corrodant les cristaux de hornblende.

Le Plagioclase de basicité variable est, le plus souvent, un labrador ou une bytownite, mais parfois une andésine. Il se présente en sections xénomorphes dentelliformes, criblées d'inclusions de quartz (photo 4, planche IX).

La Hornblende constitue des cristaux allongés, rongés par les grains de quartz. Dans les amphibolites banales, dépourvues de pyroxène, elle est d'un type très ordinaire et à polychroïsme dans les verts-jaunâtres.

Dans les amphibolites à pyroxène, où une bonne partie de la hornblende semble provenir du remplacement de ces minéraux, l'amphibole a des teintes brunes caractéristiques.

Au contact des norites de la Roue (voir plus loin) on observe des amphibolites à résidus de norite dont l'origine éruptive ne fait pas de doute. Elles contiennent une amphibole brun-rouge particulière.

La Biotite est présente en plus ou moins grande quantité dans toutes les enclaves d'amphibolites. Elle est souvent placée en travers de la schistosité originelle, ce qui fait penser à un développement tardif.

Dans certains cas, ses paillettes s'ordonnent en plans à peu près réguliers qui déterminent une schistosité fruste, parfois légèrement oblique par rapport à la schistosité cristallophyllienne.

L'abondance de ce mica se fait plus grande à la périphérie des enclaves dans la zone de passage à la croûte micacée. On voit nettement alors qu'il se développe aux dépens de la hornblende.

Parfois, la biotite est en partie chloritisée.

Les Pyroxènes rencontrés sont de deux sortes, généralement associées l'une à l'autre. Le plus abondant est un diopside bien caractéristique, en petits grains incolores. Un pyroxène orthorhombique, hypersthène, en partie altéré en bastite, est également présent en petite quantité.

Les minéraux accessoires des enclaves d'amphibolites sont le sphène, en sections losangiques, l'apatite en petits prismes courts et des minéraux opaques le plus souvent sulfurés.

J'ai observé en outre la présence locale de faibles quantités de calcite et d'épidote.

Afin de préciser cette description par quelques données numériques, j'ai effectué l'analyse modale de quelques enclaves d'amphibolites. Les résultats, exprimés en pourcentages volumétriques, sont consignés dans le tableau suivant :

Types de roches	AMPHIBOLITES A PYROXÈNES		AMPHIBOLITES SANS PYROXÈNE		
Numéros des échantillons	I	II	III	IV	V
Quartz.....	20	9	9	1	2
Plagioclase	39	36	32	35	31
Hornblende	34	26	48	51	59
Diopside	7	13			
Hypersthène ...	0,3	6			
Biotite		8	10	13	8
Divers	Minéraux opaques Feldspath alcalin	Apatite Minéraux opaques	Apatite Minéraux opaques	Apatite Calcite Epidote	Minéraux opaques
Basicité du plagioclase ..	An 70	An 80	An 90	An 40	An 55

PROVENANCE DES ÉCHANTILLONS :

- I : D. 47 près barrage de Lavalette ; Chénérilles (Hte-Loire), $x = 747,4$, $y = 318,4$.
- II : Carrière de Chantegrellet sur D. 67 ; Saint-Clément (Puy-de-Dôme), $x = 724,9$, $y = 357,4$.
- III : Carrière sur N. 103 à l'entrée du Cheylard ; Le Cheylard (Ardèche), $x = 764,9$, $y = 292,2$.
- IV : Lit d'un ruisseau sous la D. 33 ; Saint-Michel-de-Chabrillanoux (Ardèche), $x = 781,4$, $y = 284,2$.
- V : Même provenance que IV.

Les deux types d'amphibolites observés appartiennent à des faciès minéralogiques différents. Alors que les amphibolites normales, dépourvues de pyroxène, appartiennent au Faciès Amphibolite de P. Eskola, qui traduit une intensité de métamorphisme élevée, les amphibolites à pyroxènes avec leur association : Plagioclase — Hornblende — Diopside — Hypersthène, se rattachent incontestablement au Faciès Granulite (sous-faciès Granulite à Hornblende de Fyfe, Turner et Verhoogen) correspondant à un métamorphisme extrêmement fort.

Des amphibolites à plagioclase et biotite, analogues aux nôtres, ont été observées en abondance dans la série métamorphique du Haut-Allier par F.H. Forestier (1961), ainsi d'ailleurs que quelques amphibolites à diopside ou à grenat. Ces dernières, par leur composition minéralogique, se rattachent au Faciès Amphibolite et non au Faciès Granulite, aussi peut-on penser que les enclaves d'amphibolite à diopside et hypersthène que nous avons observées présentent la trace d'un métamorphisme plus intense. Il n'est pas possible de préciser pour l'instant si cette intensité métamorphique exceptionnelle est due à l'action du granite ou si elle est plus ancienne.

Afin d'effectuer une comparaison entre les compositions chimiques des enclaves d'amphibolites et celles des amphibolites de la série cristallophyllienne, on a effectué l'analyse de deux échantillons. Ce sont :

1934 (*) Enclave d'amphibolite à pyroxènes, sans biotite. Affleurements le long de la D. 47 près du barrage de Lavalette ; Chénereilles (Haute-Loire), $x = 747,4$, $y = 318,4$.

Analyse de Mlle S. Pignide, Clermont-Ferrand, 1962.

1933 Enclave d'amphibolite à biotite, sans pyroxène. Carrière sur N. 103 à l'entrée N du Cheylard ; Le Cheylard (Ardèche), $x = 764,9$, $y = 292,2$.

Analyse de Mlle S. Pignide, Clermont-Ferrand, 1962.

Les résultats sont exposés dans le tableau suivant dans lequel on trouvera également quelques compositions d'amphibolites de la série cristallophyllienne du Haut-Allier, ainsi que la composition moyenne des amphibolites calculée par P. Lapadu-Hargues (1953).

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Types de roches	ENCLAVES D'AMPHIBOLITES		AMPHIBOLITES DU HAUT-ALLIER				Moyenne des Amphibolites
Provenances	Chénérailles (Haute- Loire)	Le Cheylard (Ardèche)	Saint-Just près Brioude (Haute- Loire)	Molompize (Cantal)	Entre Lompras et Chevalière (Puy- de-Dôme)	Entre Pautès et Pont d'Alleyras (Haute- Loire)	Diverses : P. Lapadu- Hargues
Numéros des analyses	1934	1933	1095	1144	560	1096	
SiO ₂	54,45	49,30	50,50	49,10	49,40	47,70	54,0
Al ₂ O ₃	16,35	17,10	16,55	17,25	18,95	16,00	10,5
Fe ₂ O ₃	1,90	2,20	3,15	2,90	2,35	5,55	1,5
FeO	8,45	8,20	7,95	4,30	6,10	5,70	8,0
MgO	5,80	9,30	7,00	10,10	8,00	8,90	11,0
CaO	10,05	10,05	7,75	12,60	5,90	10,40	11,5
Na ₂ O	0,90	1,20	3,25	2,60	2,40	1,70	3,0
K ₂ O	0,80	0,85	0,75	0,30	4,00	2,35	0,5
TiO ₂	0,45	0,95	1,30	0,50	0,70	1,30	
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,20	tr.	n. d.	0,20	
MnO	0,10	0,10	0,10	tr.	0,20	0,10	
H ₂ O ⁺	0,55	0,50	1,00	0,65	2,20	0,50	
H ₂ O ⁻	0,25	0,20	0,45	0,00	0,30	0,30	
Total	100,30	100,15	99,95	100,30	100,50	100,70	100,0

Voici d'autre part les résultats des mêmes analyses exprimés en pourcentages ioniques.

Types de roches	ENCLAVES D'AMPHIBOLITES		AMPHIBOLITES DU HAUT-ALLIER				Moyenne des Amphibolites
Provenances	Chénereilles (Haute- Loire)	Le Cheylard (Ardèche)	Saint-Just près Brioude (Haute- Loire)	Molompize (Cantal)	Entre Lompras et Chevalière (Puy- de-Dôme)	Entre Pautès et Pont d'Alleyras (Haute- Loire)	Diverses : P. Lapadu- Hargues
Numéros des analyses	1934	1933	1095	1144	560	1096	
Si	51,9	46,1	47,7	44,8	46,0	46,0	49,5
Al	18,3	18,8	18,3	18,5	20,7	17,6	11
Fe ⁺³	1,4	1,6	2,2	2,0	1,6	3,8	1
Fe ⁺²	6,7	6,4	6,2	3,3	4,7	4,4	6
Mg	8,3	13,1	9,9	13,8	11,2	12,5	15
Ca	10,3	10,0	7,8	12,3	5,8	10,2	11
Na	1,7	2,1	6,0	4,6	4,4	3,0	5
K	0,9	1,0	0,8	0,3	4,8	2,8	0,5
Ti	0,3	0,7	0,9	0,3	0,3	0,9	
P	0,1	0,1	0,1		0,2	0,1	
Mn	0,1	0,1	0,1			0,1	
Total des cations ..	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100
O	159,2	154,0	152,4	150,9	146,5	151,7	
OH	3,4	3,1	6,2	3,9	14,1	3,1	
Total des anions ...	162,6	157,1	158,6	154,8	160,6	154,8	

Voici enfin les teneurs, exprimées en ppm (parties par million), de quelques oligo-éléments métalliques, d'après les analyses spectrographiques de Mme C. Jamond, et les teneurs en uranium obtenues grâce aux dosages fluorimétriques de Mme E. Gamot-Ciceri.

Types de roches	ENCLAVES D'AMPHIBOLITES		AMPHIBOLITES DU HAUT-ALLIER			
Provenances	Chénereilles (Haute-Loire)	Le Cheylard (Ardèche)	Saint-Just près Brioude (Haute-Loire)	Molompize (Cantal)	Entre Lompras et Chevalière (Puy-de-Dôme)	Entre Pautès et Pont d'Alleyras (Haute-Loire)
Numéros des analyses chimiques	1934	1933	1095	1144	560	1096
Ni	67	114	68	150	222	139
Cr.....	127	156	480	848	923	734
Cu	39	50	80	24	49	34
Mo	0	0	0	0	0	0
Ag	4	4	4	4	3	3
Sn	15	10	16	13	23	13
Pb	7	8	11	7	19	11
U	2	1	1	1	4	1

L'examen des résultats précédents montre la parenté étroite existant entre les enclaves d'amphibolites du granite et les amphibolites normales de la série cristallophyllienne du Haut-Allier.

Toutes ces roches sont caractérisées, par rapport au type moyen des amphibolites de P. Lapadu-Hargues, par des teneurs en alumine élevées, qui tiennent sans doute à la présence d'une importante quantité de feldspath plagioclase.

Les enclaves se différencient essentiellement des amphibolites du Haut-Allier par leurs teneurs en soude beaucoup plus faibles. Nous avons effectivement noté, lors de l'étude minéralogique, la grande basicité des plagioclases. Il est vraisemblable que cette basicité n'est pas originelle et qu'elle est due à l'action du granite sur les enclaves.

Il est difficile de préciser si les plagioclases ont subi une fusion anatectique partielle, ou s'ils ont été modifiées par des échanges d'éléments entre les enclaves et le granite en formation environnant.

Il est intéressant de noter par ailleurs que les teneurs en potasse des enclaves d'amphibolites, légèrement plus fortes que la normale, n'en sont pas moins souvent inférieures à celles des amphibolites de la série cristallophyllienne. Ceci tient sans doute à ce que certains échantillons de F.H. Forestier proviennent du voisinage du front des migmatites, et ont un léger caractère migmatitique. Certains contiennent un peu de microcline. Il est en tout cas impossible de déceler dans les amphibolites enclavées l'action d'une métasomatose potassique.

En effet, l'enclave d'amphibolite à pyroxène, dépourvue de biotite et ne contenant, pour tout minéral potassique, qu'une très faible quantité de feldspath alcalin, a presque autant de K_2O que l'enclave d'amphibolite à biotite dans laquelle ce dernier minéral occupe 10 % du volume. Selon toute vraisemblance, la potasse peut donc exister sous une forme masquée, dans certains minéraux théoriquement non potassiques. Les plagioclases pourraient en dissimuler quelques molécules.

Les conclusions précédentes ne s'appliquent pas, évidemment, à la partie périphérique des enclaves d'amphibolites, constituée on le sait par une croûte micacée. Il faut imaginer alors un bouleversement total de la composition de cette zone, avec transformation des minéraux ferro-magnésiens en biotite et dissolution de tous les autres constituants, quartz et plagioclase basique notamment.

6. — LES ENCLAVES DE PYROXÉNITES.

Les enclaves de pyroxénites vraies sont très rares dans le granite du Velay. Je n'en ai observé qu'un petit nombre à Quintenas (Ardèche) et à Duminac près Ceaux-d'Allègre (Haute-Loire) où je n'ai d'ailleurs pu échantillonner que dans des blocs non en place.

Ce sont des roches à grain fin, de couleur vert-brun, sans schistosité bien nette, en masses de taille moyenne, allant de quelques décimètres à quelques mètres de longueur.

Au microscope, elles sont caractérisées par une belle structure granoblastique et par des associations minérales à : Quartz-Plagioclase basique-Diopside-Hornblende, très caractéristiques des roches riches en chaux du Faciès Amphibolite.

Il s'agit sans doute de résidus de couches de pyroxénites présentes dans la série cristallophyllienne. F.H. Forestier (1961) a effectivement remarqué la présence de pyroxénites dans la série du Haut-Allier ; toutefois, elles présentent des paragenèses de moindre métamorphisme.

L'action du granite sur de telles roches est difficile à analyser, peut-être faut-il lui attribuer la cristallisation d'un plagioclase particulièrement basique, puisque ce phénomène semble bien lié à l'action du granite dans les enclaves de gneiss et d'amphibolites.

7. — LES ENCLAVES DE QUARTZITES.

Les enclaves de quartzites ne sont pas très communes dans le granite migmatitique du Velay.

Comme les autres enclaves de schistes cristallins, auxquelles elles sont associées dans les mêmes gisements, elles présentent une forme ovale et une schistosité cristallophyllienne assez nette.

Leur contact avec le granite se fait par l'intermédiaire d'une mince couche micacée, ou directement si l'enclave ne contient pas de mica.

L'étude au microscope met en évidence l'existence de *structures* granoblastiques très belles, avec quelques phénoblastes de grenat, au contour déchiqueté.

Les compositions minéralogiques sont celles de quartzites impurs, à minéraux.

Les uns contiennent, en effet, outre le quartz, un peu d'amphibole incolore ou presque, un plagioclase basique (labrador ou même bytownite), parfois un peu de grenat et quelques minéraux opaques.

Les autres contiennent, en plus du quartz, un peu de plagioclase et de biotite. Ceux-ci paraissent voisin des enclaves de gneiss.

Il en existe enfin qui présentent l'association : Quartz-Plagioclase basique (labrador ou bytownite) – Diopside – Grenat.

Des enclaves constituées uniquement par du quartz ont également été observées, mais elles ne présentent pas la structure granoblastique, étant constituées par un enchevêtrement de très grandes sections de quartz, à extinction roulante, engrenées les unes dans les autres. Il est possible que de telles enclaves soient les résidus de filons de quartz ou de quartz d'exsudation des schistes cristallins soumis à l'anatexie.

Les associations minéralogiques observées dans les enclaves de vrais quartzites portent la trace d'un métamorphisme régional intense, effectué dans les conditions du Faciès Amphibolite ou peut être même dans celles du Faciès Granulite.

L'action du granite sur de telles roches est difficile à préciser. On peut admettre une dislocation de leurs strates lors de l'anatexie, à moins qu'un boudinage plus ancien ait déjà fragmenté les quartzites avant la granitisation. Il est possible qu'une dissolution de la partie acide des plagioclases ait contribué à renforcer la teneur en anorthite des plagioclases résiduels.

F.H. Forestier (1961) a décrit quelques niveaux de quartzites dans la série métamorphique du Haut-Allier ; malheureusement ils occupent une position zonéographique élevée, étant situés au milieu de micaschistes. Leurs paragenèses indiquent un métamorphisme régional d'intensité plutôt faible (Quartz — Muscovite — Chlorite, ou Quartz — Muscovite — Grenat), aussi est-il difficile de les comparer aux enclaves de quartzites observées.

8. — CONCLUSION SUR LES ENCLAVES DE SCHISTES CRISTALLINS.

Au terme de cette étude des différents types d'enclaves de schistes cristallins rencontrés dans le granite migmatitique du Velay, il semble que nous puissions les grouper en deux grandes catégories.

La première comporte toutes les enclaves dérivant de roches initialement réfractaires à l'anatexie : amphibolites, pyroxénites, quartzites, ainsi peut-être que certains gneiss de composition exceptionnelle.

Les bancs dont elles dérivent, placés au milieu de roches en voie d'anatexie, ont été disloqués en fragments, sur lesquels le granite en formation n'a exercé qu'une action réduite.

Les parties centrales de ces enclaves ont subi une recristallisation partielle, responsable en particulier de l'apparition de gouttelettes de quartz dans les cristaux de plagioclase et d'amphibole. Les enclaves d'amphibolites ont été appauvries en soude, d'où la grande basicité du plagioclase qui les constitue.

Les parties périphériques des enclaves ont subi des remaniements plus importants. La cristallisation de paillettes de biotite aux dépens des amphiboles et des pyroxènes, et la dissolution des autres minéraux ont déterminé la formation d'une croûte micacée en bordure des fragments d'amphibolites et de pyroxénites. Les enclaves de quartzites n'en n'ont pas, en raison de leur composition particulière.

Une deuxième catégorie d'enclaves groupe des roches ayant participé à l'anatexie et qui ont, par conséquent, subi des remaniements beaucoup plus importants. Ce sont les

enclaves surmicacées, les enclaves de gneiss et de migmatites, entre lesquelles on peut observer de nombreux intermédiaires.

Les enclaves de migmatites représentent de vastes portions de schistes cristallins figées en cours d'anatexie. Dans l'ensemble, elles sont bien différentes des migmatites œillées de la série du Haut-Allier et paraissent congénères du granite qui les entoure.

Leur composition est assez voisine de celles des ectinites, aussi pourrait-on imaginer qu'elles dérivent de la fusion anatectique partielle des schistes cristallins, sans apport ni départ d'éléments.

Toutefois il est possible qu'elles aient déjà perdu, au profit du granite, une partie de leur silice et de leurs alcalins, et que les effets d'une métasomatose initiale aient été compensés par ceux de l'anatexie.

Les enclaves de gneiss sont les résidus cristallins d'une anatexie plus poussée, qui a déjà fait disparaître totalement certains constituants comme le feldspath alcalin et les minéraux alumineux. Une partie du quartz a également disparu, ainsi que la fraction sodique des plagioclases. Ce départ massif d'éléments a entraîné une réduction de la taille des enclaves et une modification de leur composition, dans le sens d'un enrichissement en biotite, et d'une augmentation de la basicité des plagioclases.

Les enclaves surmicacées représentent le résidu de l'anatexie la plus poussée, qui a fait fondre tous les éléments à l'exception de la biotite et de l'apatite. Le granite tend à les émietter et à les faire disparaître.

L'étude chimique des différents types d'enclaves a confirmé cette façon de voir, en montrant notamment que les différences existant entre les enclaves surmicacées et les enclaves de gneiss, ne sont que l'accentuation et le prolongement de celles que l'on peut noter entre les gneiss et les migmatites.

Certains éléments : fer, magnésium, titane, manganèse et aussi potassium, augmentent régulièrement de teneurs quand on passe des enclaves de migmatites aux loupes surmicacées.

Le calcium, au contraire, se concentre d'abord dans les enclaves, puis en disparaît totalement quand le plagioclase basique entre à son tour en fusion.

L'existence de différents types d'enclaves, à des stades d'anatexie plus ou moins poussés, dans un même gisement, tient certainement à de légères différences de composition originelle des schistes cristallins ; alors que certains types de roches entraient en fusion anatectique, d'autres, plus réfractaires, échappaient encore à ce phénomène.

Seule la limitation de l'anatexie à un certain niveau a empêché les amphibolites, pyroxénites et quartzites d'entrer à leur tour en fusion.

Dans les conditions d'anatexie qui ont donné naissance au granite du Velay certaines roches ont donc simplement été disloquées, tandis que d'autres ont subi une fusion anatectique partielle plus ou moins importante.

Les enclaves qui en résultent sont donc, suivant le cas, des débris ou des résidus.

L'étude chimique du granite et de ses enclaves de schistes cristallins montre que, dans l'ensemble, la genèse du granite s'explique de façon satisfaisante sans l'intervention de phénomènes métasomatiques de grande ampleur. Toutefois, il convient de faire une exception en ce qui concerne la potasse, dont l'abondance dans les enclaves n'est pas accompagnée d'un déficit corrélatif dans le granite. En étudiant les enclaves de roches éruptives du granite du Velay, nous chercherons donc quelle peut être, en dehors des schistes cristallins soumis à l'anatexie, l'origine de cet excédent de potasse. Disons dès maintenant que nous ne la trouverons pas dans les roches éruptives enclavées et que l'idée d'une métasomatose potassique devra, en fin de compte, être admise.

IV. — LES ENCLAVES DE ROCHES ÉRUPTIVES

1. — GÉNÉRALITÉS.

Le granite migmatitique du Velay ne contient pas que des enclaves de schistes cristallins. En parcourant ce vaste massif, on remarque aussi la présence de roches éruptives variées qui voisinent avec les granites à cordiérite et à biotite déjà décrits.

Parmi celles-ci, des granites à grain fin constituent manifestement des massifs plus récents que le granite principal qu'ils recoupent nettement. Ces petites intrusions se rattachent, quant à la nature de leurs enclaves, aux granites circonscrits décrits dans la première partie de cet ouvrage. Nous ne les étudierons pas ici.

D'autres roches éruptives, beaucoup plus basiques, sont distribuées sous formes d'enclaves dans le granite migmatitique principal. Leur étude fera l'objet du présent chapitre.

CONDITIONS DE GISEMENT.

On trouve des enclaves de roches éruptives dans toute l'étendue du granite migmatitique du Velay.

Moins abondantes que les enclaves de schistes cristallins, dont elles se distinguent par l'absence de schistosité cristallophyllienne bien nette, et par un aspect de roche éruptive, ces enclaves sont distribuées irrégulièrement au sein du granite.

Le plus souvent, elles affectent une disposition en essaim. Une cartographie minutieuse permet en général de distinguer des alignements d'essaims.

Leur forme est arrondie ou lenticulaire, les plus petites ont un ou quelques mètres de long, les plus grandes, telles les norites de Lamastre, dépassent un kilomètre dans leur plus grande dimension.

Les roches qui les constituent sont en général largement grenues, parfois même porphyroïdes. Il existe aussi, mais rarement, des types à grain fin.

Leur teinte est plus ou moins sombre, certaines sont leucocrates, d'autres mélanocrates ou même holomélanocrates. Les types les plus clairs se distinguent difficilement du granite environnant et peuvent passer inaperçus.

Certaines enclaves sont entourées par une croûte micacée qui permet de les détacher aisément, d'autres, en l'absence de cette croûte, sont intimement soudées au granite.

Des veines granitiques, hololeucocrates et à tendance pegmatitique les recoupent nettement.

Apparemment, ces enclaves présentent deux types de texture différents :

— les unes, constituées par des minéraux disposés au hasard, dans toutes les directions, sont rigoureusement équantes,

— les autres sont orientées, au moins localement. Leurs minéraux, notamment la biotite, dessinent une schistosité fruste qui, en certains cas, n'est bien visible qu'en bordure des enclaves.

CLASSIFICATION.

En raison de la diversité apparente des enclaves, il a paru tout d'abord possible d'en établir une classification minéralogique. A cet effet, on a effectué l'analyse modale d'une quarantaine d'entre elles, prélevées dans des gisements variés.

Les résultats de ce travail ont été décevants, car ils ont permis de constater que la

composition des roches éruptives enclavées variait dans de larges limites, souvent à l'intérieur d'une même enclave.

La composition minéralogique permet, tout au plus, d'isoler certains types stables, de composition bien définie, comme les serpentines ou les norites.

Pour la grande majorité des enclaves, une telle classification paraît totalement artificielle. Chez ces dernières, on ne dispose, en fin de compte, que d'un seul critère : la texture. On peut alors distinguer grossièrement : des enclaves de roches éruptives, intégralement équantes et des enclaves de roches éruptives orientées, au moins localement ; c'est en fin de compte, cette classification sommaire que nous suivrons.

2. — LES ENCLAVES DE ROCHES ÉRUPTIVES ORIENTÉES.

A. — LES ENCLAVES DE SERPENTINES DANS LE GRANITE DU VELAY.

On connaît depuis longtemps un grand nombre de gisements de serpentines dans la région du Velay. L'étude de ces roches ayant fait l'objet d'une monographie récente particulièrement détaillée (F.H. Forestier, 1961), je n'ai pas jugé nécessaire de m'en occuper particulièrement.

Les serpentines les plus nombreuses se trouvent dans les terrains métamorphiques de la série du Haut-Allier, mais quelques massifs, au nombre d'une dizaine, sont localisés à l'intérieur du granite.

Ce sont alors de véritables enclaves, entourées de toutes parts, qui voisinent avec des fragments de schistes cristallins et de roches éruptives variées. Leur caractère d'antériorité par rapport au granite ne fait donc aucun doute.

L'étude minéralogique montre que ce sont les produits de transformation de péridotites.

Le contact des serpentines et du granite n'est généralement pas visible. F.H. Forestier qui a fait l'inventaire de tous les gisements n'a pu l'observer qu'en un seul endroit : Theux, près Craponne-sur-Arzon.

En ce dernier point il y a, entre le granite et la serpentine, une épaisse écorce (70 à 80 cm) de minéraux réactionnels, dans laquelle on distingue, à partir de la serpentine :

- une couche de gédrite, en aiguilles radiales, de 5 cm d'épaisseur,
- une importante zone phylliteuse, constituée par des minéraux d'aspect micacé, de couleur verte, disposés en couches tangentielles et de caractère vermiculitique (gonflant quand on les chauffe).

Cette structure du contact est semblable à celle que présentent les serpentines placées au milieu des schistes cristallins. Elle ne résulte donc pas spécifiquement de l'action du granite, mais traduit tout simplement l'existence de réactions entre les serpentines et les roches acides qui les entourent, peut être à l'occasion du métamorphisme régional.

F.H. Forestier a en effet montré qu'il est probable que les serpentines ont subi l'action du métamorphisme régional. En témoignent :

- l'existence d'une schistosité dans bon nombre d'entre elles,
- la présence d'auréoles réactionnelles au contact des schistes cristallins.

Le mode de gisement en boule serait dû à une phase de dislocation et de boudinage liée au métamorphisme, qui aurait tronçonné les massifs originels de péridotite.

Dans toute la région du Velay, les serpentines apparaissent seules au milieu des schistes

cristallins ou des gneiss et on n'observe jamais leur association avec d'autres roches éruptives de types différents.

Il semble donc que ce soient les résidus de massifs de péridotites bien individualisés, transformés et disloqués par le métamorphisme régional. Dans la zone d'anatexie où s'est formé le granite du Velay les serpentines ont, en raison de leur composition si particulière, échappé à la fusion anatectique. Elles sont demeurées, sous forme d'enclaves, comme les autres roches réfractaires à la granitisation.

B. — LES NORITES MALGACHITIQUES DE LA RÉGION DE LAMASTRE.

La recherche des enclaves du granite migmatitique du Velay m'a amené à découvrir quatre gisements de norites malgachitiques tous situés dans la région de Lamastre (Ardèche). Ce sont :

- une carrière située en bordure de la route N. 103, à 4,500 km de Saint-Agrève, en direction de Saint-Martin-de-Valamas. On y observe des enclaves vert foncé de un à deux mètres de long, au milieu d'un granite sombre, riche en débris de schistes cristallins et en enclaves surmicacées ;
- un petit massif long de 500 m, large de 250 m, affleurant aux portes de la ville de Lamastre, au niveau de l'Hôpital ;
- un autre massif, un peu plus grand que le précédent (longueur 900 m, largeur 250 m), affleurant à l'Ouest du village du Griouille, commune d'Empurany ;
- enfin, un massif long de deux kilomètres, large de 750 mètres, situé à l'Ouest du bourg d'Empurany, plus précisément au lieu dit La Roue.

Les affleurements des trois derniers massifs se présentent comme des amas de boules sombres, cimentées par une arène argileuse, de couleur rouge provenant de la décomposition des norites.

La roche qui constitue les boules est à grain moyen plutôt fin, sa texture est équante, les minéraux constitutifs étant disposés sans orientation particulière.

Au cœur des boules fraîchement cassées les roches sont grises, à la périphérie elles présentent au contraire, une teinte vert-brun caractéristique. Cette coloration particulière, dite malgachitique, est en effet une acquisition tardive, contractée au contact de l'air et sous l'action des intempéries. Les échantillons frais, de couleur grise, verdissent lentement en collection.

La cause de ce phénomène est encore mal connue. J. Orliac (1957) a étudié de nombreuses malgachites provenant de Madagascar, ce sont des roches éruptives variées, souvent granitiques, et aussi des roches métamorphiques, notamment des migmatites. La coloration qui leur est commune tient à la présence, dans les fissures des feldspaths, d'un pigment jaune orange. Il s'agit d'un hydrate ferrique voisin de la limonite qui provient de l'oxydation d'un hydrate ferreux incolore présent dans la roche demeurée à l'abri de l'air.

Examinées au microscope les roches malgachitiques de Lamastre se révèlent constituées en majeure partie par de grands cristaux automorphes de labrador. Les autres éléments blancs étant du quartz, et accessoirement un peu de feldspath alcalin autour duquel les plagioclases présentent une mince frange myrmékitique. Les fissures des éléments blancs sont remplies par la matière jaunâtre et biréfringente caractéristique des roches malgachitiques (photo 5, planche IX).

Les éléments colorés sont représentés, en premier lieu, par de l'hypersthène et de la biotite et, en moins grande abondance, par une amphibole monoclinique et une augite diallagisante.

La biotite très colorée groupe ses paillettes en amas, au centre desquels on observe des minerais : magnétite, ilménite et sulfures.

L'hypersthène se présente en petits prismes d'environ 2 mm de long qui, à Saint-Agrève, sont altérés en bastite. Les cristaux d'augite sont notablement plus grands, mais xénomorphes.

L'amphibole monoclinique est d'un vert très pâle, elle constitue des cristaux isolés, ainsi que des auréoles de remplacement autour des pyroxènes.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le talc, la calcite et des minéraux opaques.

Afin de préciser la composition et la nature des roches malgachitiques, j'ai effectué l'analyse modale de quatre échantillons prélevés respectivement dans chacun des quatre gisements décrits. Les pourcentages volumétriques des différents minéraux sont suivis dans le tableau qui vient par les indices de Jung et Brousse.

Types de roches	Gabbro quartzique leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate
Provenances	Carrière sur N. 103	Hôpital de Lamastre	Le Griouille	La Roue
Communes et coordonnées	Saint-Agrève (Ardèche) x = 761,0 y = 301,7	Lamastre (Ardèche) x = 776,8 y = 301,1	Empurany (Ardèche) x = 777,0 y = 302,1	Empurany (Ardèche) x = 777,3 y = 304,7
Quartz.....	14	3	4	5
Feldspath alcalin.....	0	0	1	0
Labrador	57	69	57	61
Biotite	16	7	13	10
Hypersthène	2	14	15	16
Augite	0	1	3	1
Amphibole	9	5	5	5
Accessoires	2	1	2	2
<i>Saturation</i>	20	4	7	7
<i>Coloration</i>	29	28	38	34
<i>Feldspathique</i>	0	0	1	0

Les enclaves de Saint-Agrève sont donc constituées par un leucogabbro quartzique, celles des autres gisements par des leucogabbros qui, en raison de leur richesse en hypersthène, méritent d'être appelés norites leucocrates ou leuconorites.

Voici d'autre part les compositions chimiques exprimées en pourcentages d'oxydes des différentes roches, d'après les analyses de Mme E. Gamot-Ciceri. Les résultats sont suivis des paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et des paramètres de Niggli.

Types de roches		Gabbro quartzique leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate
Provenances		N. 103 Saint-Agrève	Hôpital de Lamastre	Le Griouille	La Roue
Numéros des analyses *		1191	1202	1353	1352
SiO ₂		56,35	52,50	52,60	52,40
Al ₂ O ₃		17,20	18,25	18,90	17,25
Fe ₂ O ₃		2,80	4,35	2,15	1,95
FeO		5,60	3,90	5,05	5,75
MgO		4,70	7,15	7,40	8,15
CaO		5,20	6,65	6,95	6,80
Na ₂ O		3,25	3,25	3,00	3,05
K ₂ O		1,65	1,30	1,60	1,65
TiO ₂		1,90	0,85	1,15	1,25
P ₂ O ₅		0,05	0,25	0,45	0,30
MnO		0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺		0,80	0,60	0,70	0,60
H ₂ O ⁻		0,35	0,60	0,55	0,30
Total		99,90	99,70	100,55	99,50
Paramètres C.I.P.W.-Lacroix	p	II	II	II	II (III)
	q	4 (5)	5	5	5
	r	3'	(3) 4	(3) 4	3'
	s	4	4	4	4
	h	2'	2	2	(1) 2
	k	1	1	1	1
	l	1	1	1	1
	m	(2) 3	2	2	2
Paramètres de Niggli	si	166	134	133	131
	al	30	28	28	25,5
	fm	41	44	43	46
	c	16,5	18	19	18
	alc	12	10	10	10
	k	0,25	0,21	0,26	0,26
	mg	0,50	0,62	0,65	0,66

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

— Le tableau suivant indique les résultats des mêmes analyses exprimés en pourcentages ioniques.

Types de roches	Gabbro quartzique leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate
Provenances	N. 103 Saint-Agrève	Hôpital de Lamastre	Le Griouille	La Roue
Numéros des analyses	1191	1202	1353	1352
Si	53,1	48,9	48,5	48,7
Al	19,1	20,0	20,6	18,9
Fe ⁺³	2,0	3,1	1,4	1,3
Fe ⁺²	4,4	3,0	3,9	4,5
Mg	6,6	10,0	10,3	11,4
Ca	5,3	6,6	6,9	6,7
Na	6,0	5,9	5,3	5,5
K	2,0	1,6	0,8	1,9
Ti	1,4	0,6	0,8	0,9
P		0,2	0,3	0,2
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1
Total des cations	100,0	100,0	100,0	100,1
O	158,5 5,0	155,8 3,7	155,1 4,3	154,5 3,7
Total des anions	163,5	159,5	159,4	154,5

Voici enfin les teneurs en quelques oligo-éléments métalliques d'après les analyses spectrographiques de Mme C. Jamond et les teneurs en uranium dosé par fluorimétrie (Mme E. Gamot-Ciceri). Les résultats sont exprimés en ppm (parties par million).

Types de roches	Gabbro quartzique leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate	Norite leucocrate
Provenances	N. 103 Saint-Agrève	Hôpital de Lamastre	Le Griouille	La Roue
Ni	33	281	129	159
Cr.....	83	377	431	612
Cu	20	49	55	64
Mo	0	0	0	0
Ag	0	3	tr.	tr.
Sn	0	8	tr.	tr.
Pb	14	11	8	9
U	1,8	1	1	1

Les résultats précédents confirment la remarquable similitude des diverses roches malgachitiques, et en particulier l'identité presque totale des norites du Griouille et de La Roue.

Quant à la composition un peu particulière des roches de Saint-Agrève, elle s'explique par leur mode de gisement en petites enclaves permettant une action plus importante du granite, qui se traduit sur le plan chimique par un enrichissement en Si et un appauvrissement en Mg et Ca.

Parmi les oligo-éléments Cu, Ni et Cr semblent originaires de la roche basique. La granitisation les chasserait en même temps que les éléments calco-magnésiens. Le Pb, au contraire, semble lié au granite à l'action duquel les gabbros quartziques de Saint-Agrève doivent peut être leur teneur plus élevée.

Rapports avec le granite.

Le granite ne semble pas modifié au contact des norites, tout au plus présente-t-il, localement, une certaine tendance à la texture pegmatitique. Par contre, les filonnets granitiques qui recoupent les enclaves ont acquis une composition plus originale. En général le granite qui les constitue est pauvre en éléments colorés et riche en feldspath alcalin, le plagioclase est plus acide qu'à l'ordinaire, c'est même souvent de l'albite.

Dans un cas particulier, à la Faurie près d'Empurany, j'ai constaté la présence, dans

les roches basiques, d'un filon d'*albite* roche constituée uniquement d'albite, et qui provient peut être de la désilication poussée d'une venue granitique.

Les albitites ont été définies à l'origine dans le Plumas County (Californie, U.S.A.), elles constituent des filons dans des roches basiques.

Dans la région du Velay, des filons de plumasites ont été observés par F.H. Forestier (1961) dans des massifs de serpentines où ils représentent, précisément, les produits de désilication de veines granitiques.

De leur côté les roches basiques incluses dans le granite ont subi d'importantes modifications, qui s'accroissent en particulier à la périphérie des grandes enclaves et dont la réalisation la plus poussée s'observe dans les enclaves de petite taille de Saint-Agrève.

On peut rapporter à ces modifications secondaires la cristallisation dans les norites d'une quantité non négligeable de quartz. De même le développement de biotite et d'amphibole, aux dépens de cristaux de pyroxène originels est certainement un phénomène tardif.

On comprend alors la coexistence, dans les roches étudiées, de deux lots de minéraux habituellement séparés ; le labrador et les pyroxènes minéraux de la roche basique originelle, et d'autre part le quartz, le feldspath alcalin, la biotite et l'amphibole produits par des apports chimiques ou des recristallisations tardives.

Toutefois, le problème est compliqué par un phénomène supplémentaire. En bordure Ouest de la grande enclave de La Roue, les norites présentent des signes de cataclase, et leurs minéraux ferro-magnésiens, biotite exceptée, sont transformés en talc. Au lieu dit Le Sorbier, des norites parcourues par des filonnets pegmatitiques passent progressivement à des norites orientées, plus ou moins cataclastiques, puis à des amphibolites à résidus noritiques, enfin à des amphibolites.

Cette disposition particulière amène à penser que les norites de la région de Lamastre ont localement subi les effets du métamorphisme régional, qui les a partiellement transformées en schistes cristallins.

Dans ces conditions, il peut paraître difficile de reconnaître quelles transformations tardives relèvent du métamorphisme régional, et quelles autres de l'action du granite.

L'observation d'une biotite fraîche, aussi bien dans les amphibolites du Sorbier où elle est disposée en travers de la schistosité, que dans les norites m'incite à attribuer la cristallisation de la biotite à une phase ultime, c'est-à-dire à l'action du granite.

En fait, j'ai tendance à rendre le granite responsable de la plupart des autres modifications tardives des norites, et en particulier du développement de quartz, qui doit tenir d'une part à un enrichissement en silice, d'autre part au remplacement d'une partie de l'amphibole et du pyroxène par de la biotite.

Interprétation générale.

En résumé, les enclaves de norites que nous venons de décrire semblent bien être les résidus de roches basiques bien individualisées et non pas les produits de concentration locale d'éléments en excès dans le granite (concentrations magnésiennes de la feuille de Valence au 1/80 000^e).

L'étude de ces roches permet au contraire de reconnaître les traces d'une histoire géologique compliquée, qui est précisément celle de toute la région.

L'intrusion des norites se serait faite avant, ou pendant le métamorphisme régional qui les aurait partiellement transformées en amphibolites. Le granite migmatitique s'est ensuite formé, disloquant les norites et les réduisant en enclaves de tailles variées, déterminant à son tour, au sein de ces roches, certaines modifications dont un apport en silice et une cristallisation de biotite aux dépens des minéraux ferro-magnésiens anciens.

Des roches malgachitiques ont été décrites récemment en Corse par J. Maisonneuve (1960). Ce sont des granites et syénites à olivine et pyroxène qui dérivent précisément de l'assimilation de roches basiques anciennes par un granite.

Des roches analogues sont courantes dans les séries charnockitiques, où il existe, entre autres, des charnockites basiques très semblables aux norites de Lamastre. On sait combien demeure mystérieuse l'origine de ces séries, il est intéressant de constater que L.F. Ainberg (1955) les a interprétées comme dérivant de la granitisation de roches basiques.

Mais, cette dernière hypothèse, n'explique certainement pas l'origine de toutes les charnockites. G. Guitard (1960) a montré l'existence, dans les Pyrénées (massif de l'Agly), d'un granite charnockitique, le granite d'Ansignan, qui présente entre autres des faciès basiques de type noritique, et par endroits, une coloration malgachitique, les conditions de gisement du granite d'Ansignan prouvent qu'il s'est mis en place par remplacement de gneiss à hypersthène et grenat.

C. — ENCLAVES DE VAUGNÉRITES ET DE ROCHES BASIQUES ASSOCIÉES.

Les serpentines et les norites que nous venons d'étudier sont relativement rares dans le granite migmatitique du Velay, en comparaison des enclaves de vaugnérites ou de roches basiques voisines.

Avant de décrire ces dernières, il est important de rappeler brièvement ce que sont les vaugnérites.

Le terme de vaugnérite a été créé par J. Fournet en 1836 pour désigner une roche sombre, riche en biotite, observée à Vaugneray (Rhône) localité située à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Lyon.

Ultérieurement, J. Fournet (1861) reconnut la présence de roches analogues beaucoup plus au Sud, dans les montagnes situées entre Lamastre et Le Cheylard (Ardèche), territoire correspondant précisément au massif granitique du Velay dont les enclaves sont étudiées ici.

Dès le XIX^e siècle la vaugnérite excita la curiosité des minéralogistes et des géologues qui essayèrent, à maintes reprises, de préciser sa position systématique parmi les roches éruptives grenues.

Delesse (1851) en fit une diorite micacée ; Daubrée (1867) une variété de kersanton. Aug. Michel-Lévy et A. Lacroix (1887) constatant la présence de quartz et d'orthose la rangèrent tout simplement parmi les granites à amphibole.

Les études ultérieures montrèrent, par contre, que la vaugnérite est une roche très particulière, méritant bien un nom spécifique.

A. Lacroix (1917), à la suite de l'étude chimique de la vaugnérite fut obligé d'admettre que son opinion primitive était erronée. Il constata, en effet, de très importantes différences entre la composition minéralogique réelle et la norme calculée à partir des analyses.

Du point de vue chimique, la vaugnérite se classe parmi les monzonites mésocrates, les bases et la silice s'équilibrant rigoureusement ; parfois même, il y aurait un léger déficit de silice ne pouvant être résorbé qu'en calculant un peu de néphéline.

Or, en fait, la vaugnérite contient une importante quantité de quartz. Ceci tient essentiellement à la richesse en biotite, minéral plus pauvre en silice que l'orthose ou les pyroxènes calculés théoriquement.

Conservée par Lacroix en tant qu'espèce, la vaugnérite le fut aussi par les auteurs des classifications minéralogiques. A. Johannsen (1939) montra que la teneur en orthose de la vaugnérite était très faible, mais que les noms de diorite quartzique ou de tonalite ne lui

convenaient pas, en raison de sa teneur élevée en minéraux colorés. E. Tröger (1935) de même, admit l'individualité de la vagnérinite.

Les travaux récents ont permis de préciser nos connaissances sur l'origine et sur les conditions de gisement des vagnérinites.

Q.A. Palm (1954) a montré que les vagnérinites étaient courantes dans les gneiss et granites de la région du Tanargue (Ardèche), où elles constituent des sills et des amas arrondis. Elles sont associées à l'intérieur des mêmes masses à des roches plus basiques (stavrites) placées en général à la base des sills, ou plus acides (granodiorites) disposées à la partie supérieure. L'étude comparée des vagnérinites et des amphibolites par la méthode de Masao Gorai basée sur le calcul des pourcentages des différents types de mâcles présentés par les plagioclases a montré que, si les amphibolites présentaient des plagioclases mâclés suivant le type commun dans les schistes cristallins, les vagnérinites, par contre, avaient des plagioclases mâclés dans le style des roches éruptives.

Q.A. Palm tira de cette étude l'idée que les vagnérinites étaient bien des roches éruptives qui se seraient mises en place avant la gneissification des roches qui les entourent, et avant les granites.

Quant à J. Peterlongo (1958) qui étudia les terrains cristallins des Monts du Lyonnais, il eut l'occasion de préciser les conditions de gisement de la vagnérinite-type. Celle-ci constitue une apophyse du massif granitique de Soucieu dans des anatexites à biotite. Elle passe progressivement au granite par l'intermédiaire d'un granite à amphibole. D'autres masses de la même roche se trouvent à l'intérieur ou en bordure du massif granitique de Montagny situé un peu plus au Sud.

Selon J. Peterlongo qui admet une origine métasomatique des granites de Soucieu et de Montagny, la vagnérinite pourrait représenter le résidu d'une phase de basification (front basique de Doris Reynolds) ayant précédé les apports de silice et d'alcalins responsables de la granitisation.

Conditions de gisement.

Répartition. Les enclaves de vagnérinites et de roches basiques associées sont réparties dans toute l'étendue du granite migmatitique du Velay. Peut-être sont-elles particulièrement abondantes dans sa partie orientale située dans le département de l'Ardèche, c'est du moins là qu'elles affleurent le mieux et qu'on peut les étudier le plus commodément.

Ces roches ont été longtemps exploitées. Elles constituent en effet, une pierre relativement tendre, facile à sculpter et qui résiste bien aux intempéries. Dans la région qui nous intéresse on trouve souvent des auges, ou même des croix en vagnérinite. A l'heure actuelle, cette exploitation a totalement disparu.

Mode de gisement. Les vagnérinites se présentent le plus souvent en essaims de grosses enclaves arrondies, ayant environ un mètre de diamètre, séparées les unes des autres par du granite. Dans certains cas, on observe des masses plus importantes, d'allure lenticulaire, qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de longueur, ou parfois même une centaine de mètres.

Une schistosité plus ou moins nette est visible, suivant les cas, dans toute la masse enclavée ou seulement dans certaines parties périphériques.

Variations de grain et de composition à l'intérieur d'une même masse de roches basiques.

Les variations de grain vont toujours dans le sens observé par Q.A. Palm, les roches les plus grossières sont toujours au centre des masses de vagnérinite et les plus fines à la périphérie.

De plus, comme l'a également observé Q.A. Palm, les masses de vaugnérites ne sont pas toujours homogènes. Dans l'ensemble, on trouve des roches plus basiques au centre qu'à la périphérie. On observe même, parfois, au cœur des masses vaugnéritiques des roches constituées presque uniquement de minéraux ferro-magnésiens, amphibole et biotite.

Pour Q.A. Palm, les différences de composition s'observeraient de bas en haut, et elles traduiraient l'existence d'une différenciation par gravité dans des sills de roches basiques lors de leur mise en place. Je reviendrai ultérieurement sur ce point pour faire quelques réserves.

Etude pétrographique.

Les vaugnérites les plus équantes présentent des *structures* de roches éruptives typiques. On y trouve en particulier de grands plagioclases automorphes orientés dans toutes les directions.

On note par ailleurs l'existence de signes de recristallisation plus ou moins importants, particulièrement accusés à la périphérie des enclaves. Il devient alors difficile de faire la part de la composition originelle des roches basiques, et celle des transformations ultérieures.

On observe ainsi l'existence de plagioclases tordus, et de biotites cisailées, bien que d'une grande fraîcheur.

Les pyroxènes originels sont remplacés par des amphiboles à l'intérieur desquelles on note souvent la présence d'inclusions de minerais opaques, présentant la disposition classiquement décrite chez les pyroxènes (inclusions de Schiller).

Une pseudomorphose ultérieure de l'amphibole en biotite semble intervenir ensuite. Dans les cas de transformation incomplète, la biotite s'insinue d'abord le long des clivages de l'amphibole, conférant à celle-ci un aspect barriolé. Souvent de grands cristaux d'amphibole sont recoupés par de petites paillettes de biotite entrecroisées (photo 6, planche IX).

Dans un cas particulier, j'ai pu constater que des minerais soulignaient le contour d'un ancien pyroxène entièrement disparu.

Dans les vaugnérites schisteuses, la structure originelle des roches éruptives est encore plus modifiée. La biotite prend de l'importance aux dépens de l'amphibole, et ses cristaux orientés dessinent des cloisons entre les couches d'autres minéraux.

Il arrive même qu'à la périphérie de certaines enclaves la roche basique passe très progressivement à des gneiss riches en biotite et à structure bien caractéristique. Il est alors difficile de savoir où se trouvait exactement la limite exacte de l'intrusion basique originelle.

La *composition minéralogique* d'un certain nombre de vaugnérites et roches basiques associées est indiquée dans un tableau (voir plus loin) qui expose les résultats des analyses modales. Contentons-nous de donner ici, quelques précisions.

Le Quartz.

Dans toutes les roches étudiées, le quartz, lorsqu'il est présent, constitue des cristaux xénomorphes qui tendent à corroder les autres minéraux, plagioclases et ferro-magnésiens notamment.

Dans l'ensemble, la teneur en quartz diminue quand la teneur en minéraux ferro-magnésiens augmente. Les roches les plus sombres n'en contiennent plus.

Le Feldspath alcalin.

Le feldspath alcalin n'est présent que dans certains gisements où il paraît d'ailleurs irrégulièrement réparti.

Il se présente en sections xénomorphes, limpides, non mâclées, parfois très légèrement microperthitiques. Un feldspath alcalin extrait d'une enclave rencontrée à Saint-Barthélemy-le-Pin (Ardèche) a montré l'existence d'une symétrie monoclinique, justifiant le nom d'orthose.

Il englobe la plupart des autres minéraux, notamment le plagioclase et les ferro-magnésiens. Au niveau du plagioclase, il détermine parfois la formation d'une mince auréole réactionnelle de myrmékite.

Q.A. Palm (1954) avait noté la présence d'anorthose (sic) dans des vagnérîtes au contact des filonnets pegmatitiques qui les recoupent. Ce minéral corrodait des cristaux de labrador plus anciens, et provenait donc vraisemblablement, d'une action métasomatique tardive. Ce cas bien particulier mis à part, le même auteur écrivait : « L'absence de minéraux résiduels ou de pseudomorphoses nous a donné l'impression que les vagnérîtes n'ont subi que très peu de transformations après leur consolidation ».

Pourtant, bien que le feldspath potassique soit présent dans les vagnérîtes types des Monts du Lyonnais, je ne suis absolument pas d'accord avec cette opinion. Le feldspath potassique présent dans les vagnérîtes, comme celui observé dans les norites de Lamastre, est un élément d'origine étrangère introduit tardivement dans les roches basiques, vraisemblablement par voie métasomatique et à partir des roches acides encaissantes.

Il traduit un apport de potasse, au même titre que le développement de la biotite aux dépens des minéraux ferro-magnésiens non potassiques, pyroxènes ou amphiboles.

J'en vois la preuve dans sa disposition intersticielle ou pœcilitique et dans le fait qu'il est souvent plus abondant à la périphérie des enclaves qu'en leur centre.

Le Plagioclase.

Le plagioclase en grands cristaux automorphes pourvus de nombreuses mâcles polysynthétiques est un constituant majeur des vagnérîtes et des roches basiques associées.

Naturellement son importance décroît quand on passe aux types les plus mélanocrates. Il est alors représenté par quelques résidus presque totalement séricitisés. Sa disparition est en relation avec un extraordinaire développement des cristaux d'amphibole.

Il est vraisemblable que de telles roches proviennent de la recrystallisation complète de gabbros suivant un processus suggéré par A. Lacroix (1917) et admis également par A. Harker (1939). L'amphibole serait à la fois le produit de remplacement du pyroxène et celui du plagioclase. Suivant l'expression de Lacroix, le feldspath plagioclase serait dans de telles roches à l'état *potentiel*.

Naturellement, le plagioclase calcique entre plus aisément dans la composition de l'amphibole. Il arrive ainsi que le plagioclase résiduel, lorsqu'il est en excès, soit de composition anormalement sodique. J'ai ainsi constaté la présence d'albite dans des enclaves de roches basiques du granite du Velay, notamment à Bonneval, près La Chaise-Dieu (Haute-Loire). Ce cas n'est pourtant pas le plus général. De façon courante, les plagioclases des vagnérîtes et roches basiques associées sont des andésines ou des labradors (voir tableau des analyses modales).

A l'intérieur d'un même gisement, la composition du plagioclase semble remarquablement constante.

Il arrive que des plagioclases soient zonés avec un cœur basique et une périphérie plus acide. Dans l'ensemble, les plagioclases zonés ne paraissent pas les plus fréquents.

La Biotite.

La biotite est un élément constant dans les vagnérîtes et roches basiques associées, dont elle constitue, en moyenne, 20 à 25 % du volume, et parfois même davantage.

Dans les enclaves équantes, elle se présente en grandes paillettes ayant parfois plus d'un centimètre carré, disposées dans toutes les directions. Dans les enclaves orientées, ses cristaux sont notablement plus petits et répartis en couches régulières.

Chez les roches les plus sombres, très riches en amphibole, le mica est d'un type spécial, de couleur jaune-orange pâle. Son polychroïsme est le suivant :

Ng : incolore ou jaune très pâle,
Nm : jaune-orange pâle,
Np : jaune-orange pâle.

Il a, d'autre part, un très petit angle d'axe. Il s'agit donc, vraisemblablement, d'un phlogopite.

Dans les vaugnérites leucocrates ou mésocrates, le mica noir a un aspect beaucoup plus ordinaire.

Une bonne partie de la biotite semble provenir du remplacement d'une amphibole plus ancienne. On remarque l'existence de cristaux d'amphibole en voie de transformation auréolés de biotite, ou dans lesquels la biotite s'insinue le long des clivages. De petites paillettes de biotite dessinent souvent un quadrillage dans de grands cristaux de hornblende (photo 6, planche IX).

Dans les portions périphériques des enclaves, et notamment dans les parties schisteuses, la teneur en biotite est beaucoup plus forte qu'au centre. La teneur en amphibole diminue corrélativement.

Les amphiboles.

Les amphiboles se rencontrent dans presque tous les échantillons étudiés. Dans les types leucocrates, elles représentent environ 10 % du volume de la roche. Dans les types plus colorés, elles sont beaucoup plus abondantes et constituent même intégralement certaines roches (98 % dans les amphibolites de Saint-Michel-de-Chabrillanoux).

Plusieurs sortes d'amphiboles ont été observées.

Dans les roches les plus basiques, notamment dans les ortho-amphibolites de Saint-Michel-de-Chabrillanoux, j'ai pu diagnostiquer la présence de pargasite bien caractérisée par :

- la teinte vert émeraude pâle,
- polychroïsme caractéristique : Ng vert-bleuâtre pâle,
Nm vert émeraude pâle,
Np vert-jaune très pâle,
- un angle d'axe positif $2V = +44$ à $+48^\circ$,
- un angle d'extinction maximum $Ng \wedge c = 22$ à 25° .

Dans une roche d'aspect assez voisin, mais provenant de Courreau (Loire), j'ai constaté au contraire l'existence de deux amphiboles différentes. L'une, orthorhombique, d'un vert très pâle presque incolore, est de l'anthophyllite ($2V = -84^\circ$, $Ng \wedge c = 0^\circ$) ; l'autre, de la même teinte, est une trémolite ($2V = -86^\circ$, $Ng \wedge c = 15^\circ$).

Il s'agit là d'une association commune dans les roches basiques soumises aux conditions du Faciès Amphibolite à Almandin.

Dans la plupart des autres vaugnérites et roches basiques associées, les amphiboles sont plus colorées (polychroïsme vert bouteille à vert jaune pâle). Leur signe optique est négatif ($2V =$ environ -85°), l'allongement est positif ($Ng \wedge c = 15^\circ$ environ).

Ces caractères concordent parfaitement avec ceux décrits par Q.A. Palm dans les vaugnérites de la région de Largentière. Comme lui, nous diagnostiquerons des amphiboles de la série trémolite-actinote.

Rappelons que les amphiboles se présentent comme les produits de remplacement de pyroxènes plus anciens, et qu'elles sont, elles-mêmes, souvent transformées en biotite.

Les Pyroxènes.

Les pyroxènes ne sont pas très communs dans les vagnérites et roches basiques étudiées, dont un quart seulement contient de tels minéraux. En règle générale ils sont incolores et leurs propriétés optiques permettent de les classer parmi les diopsides. La présence de pyroxène va souvent de pair avec celle de feldspath alcalin. Le plus souvent, ce sont les résidus de cristaux presque totalement transformés en amphibole.

Les minéraux accessoires.

Les minéraux accessoires les plus courants sont l'apatite, la magnétite et les sulfures. L'apatite se présente sous forme de cristaux prismatiques courts, les minéraux opaques sont en grains irréguliers, souvent au milieu d'amas ferro-magnésiens.

On trouve encore, couramment, du sphène en cristaux rougeâtres, de plusieurs millimètres, bien visibles à l'œil nu. Le zircon, en cristaux microscopiques, est notablement plus rare. L'allanite ne se trouve que par endroits.

Dans des fissures, on remarque parfois la présence d'un peu de calcite.

Afin de préciser cette description minéralogique générale, j'ai réalisé l'analyse modale d'un certain nombre d'enclaves de roches basiques. Les résultats exprimés en pourcentages volumétriques sont consignés dans le tableau suivant, où les roches sont classées de gauche à droite dans l'ordre des indices de coloration croissants.

COMPOSITIONS MODALES DES VAUGNÉRITES ET ROCHES BASIQUES ASSOCIÉES.

Types de roches	Diorite quartzique	Grano-diorite	Gabbro quartzique	Diorite quartzique	Gabbro quartzique	Grano-diorite	Grano-diorite	Diorite
Numéros	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Texture	Fine peu orientée	Gneissique	Grenue équante	Grenue équante	Fine peu orientée	Grenue équante	Grenue peu orientée	Fine équante
Quartz.....	26	19	9	12	14	18	11	1
Feldspath alcalin	3	14		1		14	18	
Plagioclase	49	40	61	55	52	33	35	56
Biotite	17	16	14	21	22	25	25	11
Amphibole	1	10	13	10	7		2	28
Pyroxène	3	1			1	9	7	
Accessoires	Apatite 1	Apatite Sphène Min. op.	Apatite 2 Min. op. 1	Apatite 1 Sphène 1 Min. op.	Grenat 3 Apatite 1 Min. op.	Apatite 1 Sphène	Apatite 2 Sphène Min. op. Calcite	Apatite 1 Min. op. 3
An % du Plagio. .	An 43	An 47	An 70	An 34-44	An 52	An 43	Andésine	Andésine
Saturation	33	26	13	18	21	28	17	2
Coloration	22	27	30	32	34	35	36	43
Feldspathique .	6	26	0	2	0	30	34	0

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- I : Carrière du barrage de Lavalette ; Lapte (Haute-Loire), $x = 747,7$ — $y = 318,7$.
 II : Moulin à l'entrée de Lamastre sur D. 283 ; Lamastre (Ardèche), $x = 776,8$ — $y = 300,4$.
 III : Lit de l'Eyrieux, 200 m en amont du Pont des Blaches ; Gluiras (Ardèche). $x = 775,8$ — $y = 286,3$.
 IV : Bord de la D. 233 ; Dunières (Ardèche), $x = 782,6$ — $y = 284,3$.
 V : Lit de l'Eyrieux, 200 m en amont du Pont des Blaches ; Gluiras (Ardèche), $x = 775,8$ — $y = 286,3$.
 VI : Carrière du barrage de Lavalette ; Lapte (Haute-Loire), $x = 747,7$ — $y = 318,7$.
 VII : N. 533 près Saint-Barthélemy-le-Pin ; Lamastre (Ardèche), $x = 779,9$ — $y = 299,8$.
 VIII : Lit du Lignon, La Planche-de-Lavalette ; Tence (Haute-Loire), $x = 753,4$ — $y = 312,7$.

COMPOSITIONS MODALES DES VAUGNÉRITES ET ROCHES BASIQUES ASSOCIÉES (suite).

Types de roches	Diorite quartzique	Grano-diorite	Gabbro	Diorite	Grano-diorite	Diorite quartzique	Diorite quartzique mélanocrate	Syeno-diorite mélanocrate
Numéros	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
Texture	Très fine peu orientée	Grenue très orientée	Grenue équante	Grenue orientée	Grenue équante	Grenue orientée	Grenue équante	Grenue grain équante
Quartz.....	9	6	3	3	5	12	8	
Feldspath alcalin.		7		2	12	3		7
Plagioclase	45	40	41	28	25	27	26	22
Biotite	43	34	19	30	27	35	11	10
Amphibole	3	12	37	9	19	4	54	50
Pyroxène				25	5	16		9
Accessoires	Apatite Min. op.	Apatite Sphène 1	Apatite Sphène	Apatite 1 Sphène Calcite	Apatite 5 Sphène 2 Min. op.	Apatite 2 Sphène Min. op. 1	Apatite Min. op. 1	Apatite Min. op.
An % du Plagio. .	An 43	An 42-45	An 62	An 45	An 42-43	An 40	An 48	An 30
Saturation	17	11	7	7	12	29	24	0
Coloration	46	47	56	57	58	58	66	71
Feldspathique ...	0	15	0	7	32	10	0	24

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- IX : Carrière du barrage de Lavalette ; Lapte (Haute-Loire), $x = 747,7$ — $y = 318,7$.
X : Coudène sur route D. 272 ; Nozières (Ardèche), $x = 776,4$ — $y = 304,9$.
XI : D. 42 à La Roche ; Beauzac (Haute-Loire), $x = 739,5$ — $y = 333,2$.
XII : Moulin à l'entrée de Lamastre sur D. 283 ; Lamastre (Ardèche), $x = 776,8$ — $y = 300,4$.
XIII : Petite Molière ; Lamastre (Ardèche), $x = 779,1$ — $y = 299,6$.
XIV : N. 533 près Saint-Barthélemy-le-Pin ; Lamastre (Ardèche), $x = 779,8$ — $y = 299,7$.
XV : Lit du Lignon à La Planche-de-Lavalette ; Tence (Haute-Loire), $x = 753,4$ — $y = 312,7$.
XVI : N. 533 près Saint-Barthélemy-le-Pin ; Lamastre (Ardèche), $x = 779,9$ — $y = 299,8$.

Types de roches	Diorite quartzique	Diorite quartzique	Méla-gabbro	Syeno-diorite mélanocrate	Diorite mélanocrate	Méla-gabbro	Ortho-amphibolite	Ortho-amphibolite
Numéros	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV
Texture	Grenue équante	Grenue équante	Gros grain équante	Grenue peu orientée	Grenue orientée	Gros grain équante	Gros grain équante	Gros grain équante
Quartz.....	5	10		0,5			2	
Feldspath alcalin				5	2			
Plagioclase	23	18	28	19	15	12	6	
Biotite	10	51	1	33	47	3	19	2
Amphibole	60	20	70	40	25	78	73	98
Pyroxène					11	7		
Accessoires	Apatite 1 Min. op. 1	Apatite 1	Min. op. 1	Apatite 2 Zircon Min. op.	Apatite Sphène Min. op.		Min. op.	Apatite Min. op.
An % du Plagio. .	Andésine	An 45	Labrador	An 38	An 39	?	Labrador	
Saturation	13	36	0	2	0	0	25	0
Coloration	72	72	72	75	83	88	92	100
Feldspathique ...	0	0	0	22	10	0	0	0

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- XVII : Lit du Lignon à La Planche-de-Lavalette ; Tence (Haute-Loire), $x = 753,4$ — $y = 312,7$.
 XVIII : Carrière du barrage de Lavalette ; Lapte (Haute-Loire), $x = 747,7$ — $y = 318,7$.
 XIX : La Place sur D. 6 ; Saint-Georges-en-Couzan (Loire), $x = 722,4$ — $y = 78,3$.
 XX : Bords de la route D. 233 ; Saint-Michel-de-Chabrillanoux (Ardèche), $x = 781,4$ — $y = 284,2$.
 XXI : Moulin à l'entrée de Lamastre sur D. 283 ; Lamastre (Ardèche), $x = 776,8$ — $y = 300,4$.
 XXII : Bords de la route D. 233 ; Saint-Michel-de-Chabrillanoux (Ardèche), $x = 781,4$ — $y = 284,2$.
 XXIII : Courreau, carrefour D. 20-D. 44-D. 69 ; Saint-Bonnet-de-Courreau (Loire), $x = 723,2$ — $y = 72,6$.
 XXIV : Bords de la route D. 233 ; Saint-Michel-de-Chabrillanoux (Ardèche), $x = 781,4$ — $y = 284,2$.

Les résultats précédents permettent de préciser la place des roches étudiées dans le cadre de la classification modale de J. Jung et R. Brousse. En raison de la présence de quartz, la grande majorité des enclaves peu colorées, appartiennent à la famille des roches quartziques. Suivant la nature et les proportions respectives de leurs feldspaths ce sont soit des granodiorites, soit des diorites quartziques. Ces dernières constituent d'ailleurs le cas le plus fréquent.

Les diorites et les gabbros, relativement rares, contiennent tous un peu de quartz et une quantité importante de biotite. Leur composition minéralogique est donc assez peu typique. Ils sont associés, sur le terrain, à des roches plus claires et plus riches en quartz.

Il en est de même des roches mélanocrates qui contiennent, le plus souvent, soit un peu de quartz, soit un peu de feldspath alcalin, et en tout cas beaucoup de biotite et bien peu de pyroxène.

Les formes holomélanocrates sont composées, en majeure partie, d'amphibole. A. Lacroix (1917) a considéré des roches analogues comme produites par la recristallisation de gabbros et les a appelées amphibolites. Suivant cet exemple, j'ai renoncé à leur donner le nom d'amphibololite qui traduirait une nature de roche éruptive, sans laisser soupçonner la complexité de leur origine et je les ai classées parmi les ortho-amphibolites. Il s'agit, en fait, d'une demi-mesure, puisque la grande majorité des roches étudiées mériterait des noms qui tiennent compte des importantes transformations et recristallisations qu'elles ont subies.

Les analyses modales permettent d'autre part de constater l'existence de toute une série de types de transition entre les roches leucocrates et les roches holomélanocrates. Souvent même, à l'intérieur d'une même masse de roches basiques (voir les provenances), les compositions varient d'un point à un autre.

Ces différences de coloration sont dues à l'abondance, plus ou moins grande de biotite, d'amphibole et accessoirement de pyroxènes. On remarquera que l'abondance de biotite ne va généralement pas de pair avec la richesse en amphibole.

Afin de mieux mettre en évidence ce dernier phénomène, j'ai construit un diagramme rectangulaire BIO/COL (fig. 8) où sont indiquées, en ordonnée les valeurs de l'indice de coloration de Jung et Brousse.

$$\text{COL} = 100 - (\text{Quartz} + \text{Feldspaths})$$

et en abscisse les valeurs d'un indice Biotite-Pyrobolique dont on doit la création à H. Huu-Nghiep (1962).

$$\text{BIO} = \frac{\text{Biotite}}{\text{Biotite} + \text{Amphibole} + \text{Pyroxène}} \times 100$$

Ce diagramme montre de façon nette qu'un indice de coloration élevé correspond à un indice biotite-pyrobolique faible, c'est-à-dire que les roches riches en minéraux ferromagnésiens ne contiennent que peu de biotite et que, inversement, un indice de coloration faible est en relation avec un indice biotite pyrobolique élevé.

Un autre diagramme rectangulaire (fig. 9) construit en fonction des indices de coloration (toujours reportés en ordonnée) et de l'indice de saturation :

$$\text{SAT} = \frac{\text{Quartz}}{\text{Quartz} + \text{Feldspaths}} \times 100$$

montre que, en général, l'éclaircissement de la roche est en rapport avec une augmentation de sa teneur en quartz.

Biot.90

50

10

10

40

60

90

Col.



Fig. 8

DIAGRAMME BIOT/COL
DES VAUGNERITES

Sat.

10

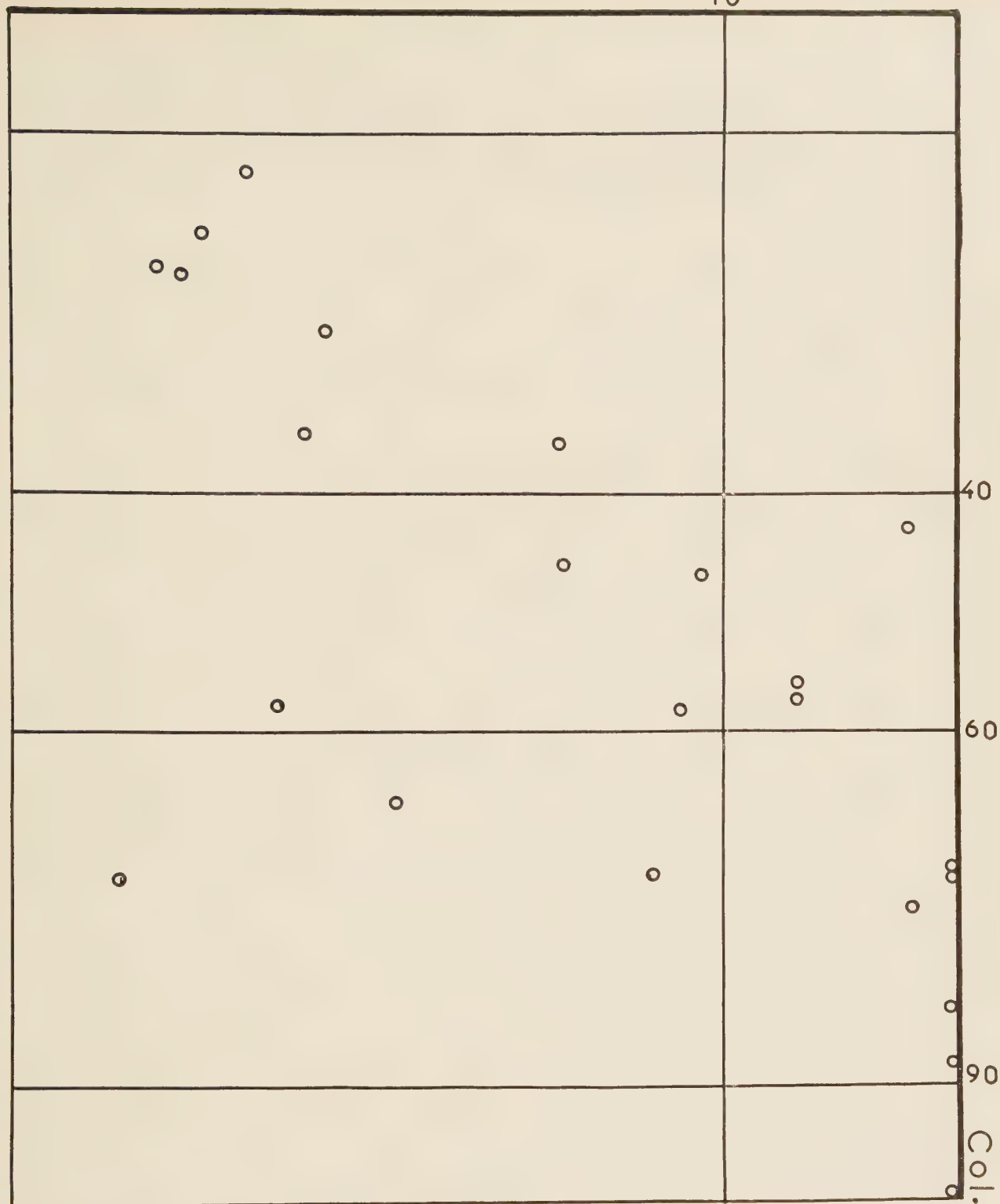


Fig. 9

DIAGRAMME SAT/COL
DES VAUGNERITES

Les variations observées à l'intérieur d'une même masse de roches basiques où, en général, les parties centrales sont plus sombres que les parties périphériques s'accompagnent donc souvent de différences appréciables de teneurs en quartz.

L'étude chimique des enclaves de roches éruptives devrait nous permettre de préciser le bilan chimique des variations observées.

Etude chimique des vaugnérîtes et roches basiques associées.

Liste des échantillons analysés.

- 1203 (*) Enclave de diorite quartzique à grain fin et orientée, dans granite migmatitique du Velay. Carrière du barrage de Lavalette. Lapte (Haute-Loire), $x = 747,7$, $y = 318,7$.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1205 Enclave de granodiorite équante à grain moyen, même provenance que l'échantillon précédent.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.
- 1208 Enclave de diorite quartzique mélanocrate, équante et à gros grain même provenance que les deux échantillons précédents.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.
- 2038 Enclave de syénodiorite mélanocrate, à grain moyen et orientée dans granite migmatitique du Velay. Bord de la route D. 233. Saint-Michel-de-Cha-brillanoux (Ardèche), $x = 781,4$, $y = 284,2$.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1962.
- 2037 Mélagabbro à gros éléments, en masse au cœur des syénodiorites mélanocrates. Même provenance que l'échantillon précédent.
Analyse de Mlle J. Orliac, Clermont-Ferrand, 1962.
- 1316 Gabbro à grain moyen et à texture équante, en enclave dans granite migmatitique du Velay. Terrassements près du Pont de la Roche. Beauzac (Haute-Loire), $x = 739,5$, $y = 333,2$.
Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1960.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Voici les résultats des analyses chimiques, exprimés en pourcentages d'oxydes. Ils sont suivis des valeurs des paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et des paramètres de Niggli.

Provenances		CARRIÈRE DU BARRAGE DE LAVALETTE			SAINT-MICHEL- DE-CHABRILLANOUX		LA ROCHE PRÈS BEAUZAC
Numéros des analyses		1203	1205	1208	2038	2037	1316
SiO ₂		52,40	52,55	48,60	47,60	51,45	50,50
Al ₂ O ₃		20,15	16,60	13,55	13,40	8,85	15,35
Fe ₂ O ₃		1,20	1,55	2,00	3,00	1,60	2,25
FeO		6,35	5,70	6,80	6,30	6,15	5,85
MgO		4,80	7,80	15,20	13,75	16,20	10,85
CaO		6,10	5,80	5,75	7,70	12,20	8,00
Na ₂ O		3,25	1,95	1,10	1,55	1,05	1,95
K ₂ O		3,15	4,70	3,25	2,85	0,90	2,05
TiO ₂		1,25	1,50	0,90	1,05	0,50	0,95
P ₂ O ₅		0,45	1,15	0,55	0,60	0,10	0,20
MnO		0,10	0,05	0,10	0,10	0,10	0,05
H ₂ O ⁺		0,80	0,40	1,80	1,25	0,50	1,45
H ₂ O ⁻		0,10	0,10	0,40	0,30	0,25	0,30
Total		100,10	99,85	100,00	99,45	99,85	99,75
Paramètres C.I.P.W.-Lacroix	p	II	II'	III	III	IV	III
	q	5	5	5	5	5	5
	r	3	3	3'	(3) 4	'4	(3) 4
	s	3 (4)	(2) 3	2 (3)	3	(3) 4	3
	h	2	'2	1 (2)	(1) 2	1	1 (2)
	k	1	1 (2)	3	3	(1) 2	'2
	l	2'	2	'2	1 (2)	2	1 (2)
	m	'3	2	2	2	'2	2
Paramètres de Niggli	si	142	137	102	101	101	116
	al	32	25	17	17	10	21
	fm	36	46	63	60	61	52
	c	18	16	13	18	26	20
	alc	14	13	7	5	3	7
	k	0,38	0,62	0,64	0,70	0,37	0,40
	mg	0,53	0,66	0,76	0,73	0,79	0,71

— Le tableau qui suit indique *les résultats des mêmes analyses, exprimés en pourcentages ioniques*.

Provenances	CARRIÈRE DU BARRAGE DE LAVALETTE			SAINT-MICHEL- DE-CHABRILLANOUX		LA ROCHE PRÈS BEAUZAC
Numéros des analyses	1203	1205	1208	2038	2037	1316
Si	48,7	48,8	44,9	44,3	47,0	47,1
Al	21,9	18,1	14,8	14,6	9,5	16,8
Fe ⁺³	0,9	1,0	1,4	2,1	1,1	1,6
Fe ⁺²	4,9	4,4	5,2	4,9	4,7	4,5
Mg	6,7	10,9	21,1	19,1	22,3	15,2
Ca	6,1	5,8	5,7	7,7	11,9	8,0
Na	5,9	3,4	2,0	2,8	1,9	3,6
K	3,7	5,5	3,8	3,4	1,1	2,3
Ti	0,8	1,1	0,6	0,7	0,3	0,7
P	0,3	0,9	0,4	0,4	0,1	0,1
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Total des cations	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0
O	154,1	155,0	145,8	146,9	149,8	150,6
OH	4,9	2,5	11,1	7,7	3,1	6,9
Total des anions	159,0	157,5	156,9	154,6	152,9	157,5

Voici enfin les teneurs en quelques oligo-éléments métalliques, d'après les analyses spectrographiques de Mme C. Jamond et les dosages fluorimétriques de l'uranium effectués par Mme E. Gamot-Ciceri. Les résultats sont exprimés en ppm (parties par million).

Provenances	CARRIÈRE DU BARRAGE DE LAVALETTE			SAINT-MICHEL- DE CHABRILLANOUX		LA ROCHE PRÈS BEAUZAC
Numéros des analyses	1203	1205	1208	2038	2037	1316
Ni	119	170	682	516	319	360
Cr.....	104	190	866	770	753	1803
Cu	55	29	57	66	111	16
Mo	0	0	0	0	0	0
Ag	3	2	3	3	tr.	0
Sn	10	9	tr.	10	9	0
Pb	11	14	11	8	7	7
U	1,5	4	3,5	1,5	1,2	1,5

On remarque, en premier lieu, que les teneurs en silice des différentes roches analysées sont approximativement du même ordre de grandeur. Elles se traduisent en particulier par une même valeur du paramètre q toujours égal à 5.

En théorie, de telles roches ne devraient pas comporter de quartz. En fait, on constate au contraire, que ce minéral est présent dans la plupart des roches analysées, souvent même en quantité importante, comme le montre le tableau suivant qui donne les pourcentages volumétriques en quartz des différentes roches :

Numéros de l'analyse chimique	1203	1205	1208	2038	2037	1316
Si % d'après analyse chimique	48,7	48,8	44,9	43,3	47,0	47,1
Quartz % analyse mod. ..	26	18	10	0,5	0	3

Une bonne partie des roches étudiées, et notamment les plus claires, sont donc au sens de Lacroix des *hétéromorphes*. La comparaison des teneurs en feldspath potassique mesurées et des teneurs calculées confirme d'ailleurs cette notion.

Numéros de l'analyse chimique	1203	1205	1208	2038	2037	1316
% d'orthose calculé	18,35	27,80	18,90	17,24	5,56	11,68
% de feldspath potassique observé	3	14	0	5	0	0

Ces particularités tiennent essentiellement aux faits déjà soulignés par A. Lacroix (1917) à propos des vaugnérîtes types des Monts du Lyonnais. Le pyroxène et l'orthose calculés sont remplacés par de la biotite ; d'où la cristallisation d'une quantité importante de quartz.

Ces considérations théoriques ont l'intérêt de légitimer l'appellation de vaugnérîte, conférée aux roches les plus claires.

On peut, par ailleurs, comparer les compositions chimiques, exprimées en pourcentages ioniques, de diverses roches provenant du même gisement.

Les roches 1203, 1205 et 1208 proviennent toutes de la grande carrière située dans la vallée du Lignon, à proximité du barrage de Lavalette. L'examen des conditions de gisement conduit à penser qu'elles proviennent vraisemblablement de la dislocation d'une même masse de roches basiques. La roche 1208 grenue et grossière, représente sans doute le type le plus proche de la roche basique originelle. La roche 1205 à grain plus fin paraît un peu modifiée, tandis que l'échantillon 1203 à orientation marquée et à grain fin représente le terme le plus profondément transformé.

Les différences de teneurs des divers éléments sont minimales à l'exception de celles en Al, Mg et Na. Au cours de son histoire compliquée la roche éruptive initiale semble avoir subi un enrichissement en Al et en Na, et un appauvrissement en Mg.

On peut comparer de même le mélagabbro 2037 prélevé au cœur d'une masse de roche basique enclavée dans le granite du Velay, et la syénodiorite mélanocrate 2038, prise dans la même masse, en position plus périphérique. Cette dernière, si elle provient de la transformation de roches analogues au mélagabbro a également subi un enrichissement en Al, Na et surtout K, et une perte en Mg et Ca.

Il est difficile d'interpréter ces variations de composition qui sont de type assez inhabituel. Elles peuvent tenir en effet à des causes multiples :

- composition hétérogène des roches basiques originelles (idée soutenue par Q.A. Palm) ;
- modifications de composition après la mise en place, pendant le métamorphisme régional, l'anatexie, ou la granitisation.

Dans le granite du Velay, contrairement à ce qu'à vu Q. A. Palm à Largentière, on n'observe pas de différences de composition entre les deux bords des masses de vagnérîtes. Par contre, on voit généralement un cœur plus basique et plus grenu, et des bordures plus acides, plus schisteuses et à grain plus fin.

Il est possible que ce mode de gisement soit particulier à la région étudiée. On ne peut donc pas affirmer qu'il n'y a pas à l'origine, une différenciation par gravité dans des sills de roches basiques.

Toutefois, cette idée paraît devoir être mise en doute. Les masses de roches basiques originelles n'ont jamais eu une très grande épaisseur, quelques mètres ou quelques dizaines de mètres le plus souvent, on imagine mal qu'une différenciation par gravité importante ait pu s'y dérouler. D'autre part, contrairement à ce que pensait Q.A. Palm, il paraît certain qu'elles ont subi des modifications importantes après leur mise en place.

Il semble donc que les vagnérîtes ne soient pas des roches éruptives ordinaires et vraiment typiques, mais qu'elles doivent leurs particularités à une élaboration complexe comportant, après une origine magmatique très vraisemblable, une longue suite de transformations, liées à leurs conditions de gisements.

On peut alors considérer les roches à gros grain et équantes du centre des enclaves comme les moins transformées et les roches à grain fin, plus ou moins orientées, et souvent assez claires de la périphérie comme les plus affectées.

Rapports avec le granite.

En règle générale, le granite du Velay ne semble pas particulièrement modifié au contact des enclaves de vagnérîtes ou de roches basiques voisines. On notera cependant qu'il est, le plus souvent, du type à biotite, sans cordiérite.

Des apophyses granitiques recoupent fréquemment les vagnérîtes. Elles sont caractérisées par une texture à tendance pegmatitique, et par une teinte claire. Parfois (lits du Lignon en amont de La Planche de Lavalette, Tence, Haute-Loire) les filonnets pegmatitiques dessinent un réseau serré.

Le contact se fait de deux manières. On voit tantôt des filons granitoides recoupant franchement les masses de vagnérîtes, tantôt des veines plus diffuses, souvent bordées d'une couche micacée du côté de la vagnérîte.

Dans les filonnets bien individualisés, l'étude pétrographique a révélé une composition franchement granitique et alcaline avec :

- quartz (peu abondant en général),
- feldspath alcalin microperthitique en quantité importante,
- plagioclase acide, oligoclase ou albite,
- biotite (très peu),
- apatite en gros cristaux.

Dans les veines à contact diffus, la composition est davantage celle d'une plagioclasolite. On y trouve en effet :

- un plagioclase peu basique, oligoclase ou andésine, très abondant,
- souvent en plus de l'albite intersticielle,
- un peu de biotite,
- éventuellement une faible quantité de quartz ou de feldspath alcalin,
- de l'apatite abondante en gros cristaux souvent visibles à l'œil nu et de couleur jaune ou verte.

On hésite à préciser si les pegmatites plagioclasiques proviennent de la modification

(désilication) de veines granitiques ayant pénétré dans les vaugnérîtes, ou si elles dérivent d'un tout autre phénomène, comme l'exsudation à partir des masses de vaugnérîtes.

Conclusions sur les vaugnérîtes et roches basiques associées.

On retrouve donc dans le granite migmatitique du Velay, sous forme d'enclaves, une famille de roches éruptives basiques largement représentée en dehors du massif dans les régions voisines.

Ce sont des roches grenues, à grain variable, et qui présentent souvent une orientation marquée, pouvant aller jusqu'à une véritable schistosité.

Leurs compositions minéralogiques varient beaucoup, souvent à l'intérieur d'une même enclave. Dans le cadre de la classification modale de Jung et Brousse, elles vont des diorites quartziques (éventuellement granodiorites) jusqu'à des mélagabbros, et même parfois des types holomélanocrates.

Les normes calculées à partir des analyses chimiques reflètent mal leurs compositions. Comme les vaugnérîtes typiques des Monts du Lyonnais, auxquelles les types les plus clairs sont nettement apparentés, ces roches sont plus riches en quartz et plus pauvres en feldspath potassique qu'on pourrait s'y attendre. Ceci tient à un grand développement de la biotite aux dépens des autres minéraux ferro-magnésiens.

Ce développement paraît secondaire et lié à des phénomènes de recristallisation importants qui ont profondément remanié l'aspect et la composition de ces roches.

Tout porte à croire, en effet, qu'elles dérivent de roches basiques canoniques, qui mises en place dans une région en pleine évolution, ont été profondément modifiées par le métamorphisme régional et la granitisation.

3. — LES ENCLAVES DE ROCHES BASIQUES ÉQUANTES.

On remarque par ailleurs l'existence dans le granite migmatitique du Velay de quelques enclaves de roches éruptives basiques non orientées.

Ces roches sont moins fréquentes que les précédentes dont elles se distinguent par :

- la texture rigoureusement équante en tous points,
- le grain plus fin, certaines de ces roches étant presque microgrenues,
- l'homogénéité plus grande.

Elles constituent des enclaves de tailles variées, ayant le plus souvent quelques mètres, ou quelques dizaines de mètres de diamètre. Le granite les entoure de toutes parts, et les larde de filonnets qui, en certains endroits, deviennent très abondants et les disloquent alors en un grand nombre de petits blocs. On arrive ainsi localement à des aspects simulant une maçonnerie rudimentaire, faite de pierres sombres et d'un mortier clair (photo 6, planche VIII).

L'étude microscopique de ces roches montre qu'elles sont très voisines les unes des autres.

Leurs *structures* sont du type doléritique, ce terme devant être pris au sens large, les roches n'ayant pas des compositions de dolérites. Elles sont composées principalement par des petites tablettes de plagioclases disposées dans toutes les directions et dont les sections affectent l'allure de baguettes. Du quartz xénomorphe et parfois un peu de feldspath alcalin se localisent entre les baguettes de plagioclase.

Les minéraux ferro-magnésiens sont essentiellement la biotite et une hornblende banale, dont les cristaux sont souvent associés les uns aux autres. Il semble qu'une partie de la biotite dérive de cristaux d'amphibole plus anciens.

Dans les roches plus franchement grenues, comme celles de Verrières-en-Forez (Loire) ou du Chambon-sur-Lignon (Haute-Loire), la structure est du type grenu à plagioclases automorphes, et les signes de remplacement d'amphibole par de la biotite sont encore plus nets.

Une diorite quartzique de Lapte (Haute-Loire) présente, en outre, la particularité curieuse d'avoir des biotites recristallisées, chaque cristal originel étant remplacé par un agrégat de cristaux plus petits, mais apparemment semblables.

Les *compositions minéralogiques* sont dans l'ensemble assez banales. Plutôt que de les décrire longuement nous résumerons nos observations sous forme d'un tableau de résultats d'analyses modales dans lequel les roches sont classées par indices de coloration croissants.

Il est intéressant de comparer les compositions des différentes roches analysées provenant du même gisement.

Les trois échantillons de Burzet ont été prélevés l'un au centre de la masse basique, le second dans la zone agmatitique de bordure, le troisième dans une petite enclave au sein du granite. Ils sont de composition à peu près semblable. Leur aspect extérieur est pourtant bien différent, le premier est constitué par une roche grenue dont les cristaux ont 1 à 2 mm, le second par une roche plus fine dont le grain va de 1/2 à 1 mm, le troisième par une roche franchement microgrenue dont les cristaux vont de 1/4 de mm à 1/2 mm.

Il semble que cette diminution de grain soit liée à une recristallisation effectuée sous l'influence du granite (G.A. Joplin, 1935), bien qu'on ne puisse pas totalement réfuter la possibilité de différences de grain originelles.

Dans les autres gisements (Verrières-en-Forez et Le Cros-de-Géorand) on note des différences de grain allant dans le même sens, les échantillons prélevés au centre des masses basiques étant plus largement grenus que ceux pris à la périphérie. Il s'y ajoute cette fois des différences de composition assez notables. Au cœur des enclaves basiques, le quartz est moins abondant qu'à la périphérie, mais les minéraux ferro-magnésiens se trouvent en plus grande quantité. L'indice biotite-pyroxénique

$$\text{BIO} = \frac{\text{Biotite}}{\text{Biotite} + \text{Pyroxènes} + \text{Amphibole}} \times 100$$

augmente d'ailleurs du centre à la périphérie.

PROVENANCES	CENTRE	PÉRIPHÉRIE
Verrières-en-Forez.....	42	100
Le Cros-de-Géorand	58	71

ce qui traduit un développement plus grand de la biotite, et une régression des amphiboles au voisinage du granite.

Quelques échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques, ce sont :

1201 (*) Diorite quartzique à grain moyen et à texture équante, enclavée dans le granite migmatitique du Velay.

Carrière de M. Rabeyrin, près de La Bourgea, Le Chambon-sur-Lignon (Haute-Loire), $x = 753,3$, $y = 307,9$.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1959.

1577 Diorite du Peyron, au cœur du massif. Le Peyron, Burzet (Ardèche), $x = 749,2$, $y = 273,8$.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1961.

1579 Enclave de diorite dans granite migmatitique du Velay, périphérie du massif du Peyron. Même provenance que l'échantillon précédent.

Analyse de Mme E. Gamot-Ciceri, Clermont-Ferrand, 1961.

(*) Numéro de l'analyse dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont.

COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES DES ENCLAVES DE ROCHES BASIQUES ÉQUANTES.

Numéros des échantillons	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Types de roches	Diorite quartz.	Diorite quartz.	Gabbro quartz.	Diorite quartz.	Diorite quartz.	Diorite quartz.	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite quartz.	Diorite quartz.
Texture	Très fine	Très fine	Très fine	Fine	Fine	Grain moyen	Très fine	Fine	Très fine	Très fine	Grain moyen
Quartz.....	20	21	12	15	7	10	3	6	5	7	13
F. alcalin	3		5				tr.				
Plagioclase	53	49	52	53	57	49	55	53	52	50	40
Biotite	24	29	19	22	21	18	20	21	26	25	20
Amphibole	tr.		11	9	15	17	20	19	16	17	27
Pyroxène							tr.				
Accessoires	Apatite	Apatite Allanite 1	Apatite Min. op. 1	Apatite Min. op. Epidote	Apatite Sphène Min. op.	Apat. 3 Min. op. 3	Apatite Sphène Min. op. 2	Apatite Min. op. 1	Apatite Min. op. 1	Apatite Min. op. 1	Apatite Min. op.
An % du Plagio. .	An 55- 20	An 34	Labrador	An 40	An 32- 35	An 30- 32	An 45- 25	An 37	An 34	An 39	An 47
Saturation	26	30	17	22	11	17	5	8	9	12	25
Coloration	24	30	31	32	36	41	42	42	43	43	47
Feldspathique ...	5	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0

PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS :

- I : 500 m au NW de Lapte (Haute-Loire), x = 747,5 — y = 322,9.
 II : N. 496 près Verrières-en-Forez (Loire), x = 728,4 — y = 64,9.
 III : D. 278 près Limis ; Chanéac (Ardèche), x = 758,0 — y = 295,6.
 IV : La Vestidasse ; Le Cros-de-Géorand (Ardèche), x = 743,2 — y = 276,6.
 V : Idem.
 VI : La Bourghéa, carrière Rabeyrin. Le Chambon-sur-Lignon (Haute-Loire), x = 753,3 — y = 307,9.
 VII : N. 532, 600 m à l'W de Saint-Félicien (Ardèche), x = 779,9 — y = 311,8.
 VIII : Le Peyron près Burzet (Ardèche), x = 749,2 — y = 273,8.
 IX : Idem.
 X : Idem.
 XI : N. 496 près Verrières-en-Forez (Loire), x = 728,4 — y = 64,9.

Les résultats des analyses chimiques sont exposés dans les tableaux qui suivent, un autre tableau indiquant les teneurs en quelques oligo-éléments métalliques (Analyses spectrographiques de Mme C. Jamond, Clermont-Ferrand, et dosages fluorimétriques de l'uranium de Mme E. Gamot-Ciceri).

— *Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages d'oxydes, paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et paramètres de Niggli.*

PROVENANCES		LA BOURGHÉA PRÈS LE CHAMBON-SUR-LIGNON	LE PEYRON PRÈS BURZET	
Numéros des analyses		1201	1577	1579
SiO ₂		51,80	51,25	51,30
Al ₂ O ₃		15,20	18,75	16,65
Fe ₂ O ₃		4,30	2,05	2,75
FeO		8,95	7,70	7,15
MgO		4,90	6,30	6,90
CaO		5,70	6,25	6,30
Na ₂ O		3,90	3,00	2,65
K ₂ O		2,30	2,25	2,70
TiO ₂		1,60	0,15	1,75
P ₂ O ₅		1,00	0,65	0,40
MnO		0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺		0,40	1,35	1,10
H ₂ O ⁻		0,20	0,10	0,15
Total		100,30	99,85	99,85
Paramètres C.I.P.W.-Lacroix	p	II (III)	II'	II (III)
	q	5	5	5
	r	3	3'	3
	s	4	4	3'
	h	2	1 (2)	2
	k	1	1 (2)	1
	l	1'	1	1
	m	3	(2) 3	2 (3)
Paramètres de Niggli	si	135	131	131
	al	23	28	25
	fm	47	44	47
	c	16	17	17
	alc	14	11	11
	k	0,28	0,32	0,40
	mg	0,40	0,54	0,56

- Résultats des analyses chimiques exprimés en pourcentages ioniques.

PROVENANCES	LA BOURGHÉA PRÈS LE CHAMBON-SUR-LIGNON	LE PEYRON PRÈS BURZET	
	1201	1577	1579
Numéros des analyses			
Si	48,7	48,2	48,3
Al.....	16,8	20,7	18,3
Fe ⁺³	3,0	1,5	2,0
Fe ⁺²	7,0	6,0	5,6
Mg	6,9	8,8	9,7
Ca	5,8	6,3	6,4
Na	7,1	5,4	4,8
K	2,7	2,6	3,3
Ti	1,1	0,1	1,2
P	0,8	0,4	0,3
Mn	0,1	0,1	0,1
Total des cations	100,0	100,1	100,0
O	154,7	151,7	152,6
OH	1,2	8,5	6,9
Total des anions	155,9	160,2	159,5
Teneurs en oligo-éléments			
Ni	75	138	152
Cr.....	59	302	275
Cu	42	77	37
Mo	0	0	0
Ag	3	3	2
Sn	9	8	8
Pb	12	9	8
U	2	1,5	2

Si nous considérons uniquement leurs paramètres C.I.P.W.-Lacroix, les roches analysées sont des plagioclisolites leucocrates et magnésiennes, et elles appartiennent à la famille des norites. Leur composition minéralogique réelle, révélée par les analyses modales, est pourtant bien différente.

Le paramètre q égal à 5, traduit un équilibre rigoureux entre la silice et les bases en présence. Pourtant les roches étudiées contiennent toutes une quantité appréciable de quartz (10 % à La Bourghéa, 5 et 7 % à Burzet). L'explication de ce phénomène doit être recherchée, comme nous l'avions fait pour les roches orientées, dans la cristallisation d'une importante quantité de biotite, minéral proportionnellement plus pauvre en silice que l'orthose ou les pyroxènes calculés.

Ces roches sont donc des hétéromorphes de norites, dépourvues de pyroxènes, mais par contre, riches en quartz et en biotite. L'absence totale de feldspath potassique nous interdit de les classer parmi les vaugnérîtes, comme nous l'avions fait pour certaines enclaves de roches basiques orientées, mais nous ne devons pas moins souligner la parenté existant entre ces deux familles de roches.

La comparaison des deux échantillons provenant de Burzet et prélevés l'un au centre de la masse basique, l'autre sous forme d'enclave de petite taille dans le granite environnant, confirme les conclusions tirées de la seule étude pétrographique sur l'insignifiance des transformations subies, recristallisation mise à part.

Rapports avec le granite.

Il semble donc, à Burzet tout au moins, que l'action du granite sur les roches basiques équantes se limite à une recristallisation et à une fragmentation des massifs.

Les veinules claires présentes dans certaines enclaves au contact du granite semblent le plus souvent constituées par les mêmes minéraux que la roche basique elle-même. Elles proviennent simplement d'une recristallisation.

Au contact des enclaves basiques le granite migmatitique du Velay est en général du type à biotite, il ne se signale par aucun caractère particulier.

4. — CONCLUSIONS SUR LES ENCLAVES DE ROCHES ÉRUPTIVES DU GRANITE DU VELAY.

D'après la texture on a distingué des enclaves de roches éruptives orientées (serpentes, norites et vaugnérîtes) et des enclaves de roches éruptives équantes.

Les *serpentes*, analogues à celles que l'on trouve dans les schistes cristallins de la plus grande partie du Massif Central, semblent provenir de la transformation de périclites très anciennes, mises en place avant le métamorphisme régional et la granitisation.

Leur présence dans le granite du Velay paraît tout à fait fortuite. Disloquées au moment de l'anatexie, comme un certain nombre de roches réfractaires, elles ont été réduites à l'état d'enclaves, mais ne semblent pas avoir subi de modifications particulières.

Les *norites*, localisées dans un périmètre relativement exigü, aux environs de Lamastre, semblent, elles aussi, avoir subi, au moins localement, les effets du métamorphisme régional qui les a partiellement transformées en amphibolites.

L'anatexie génératrice du granite migmatitique, les a plus ou moins disloquées en enclaves de tailles variées, dont les plus petites ont subi des modifications importantes, recristallisation, léger apport de Si, départ de Mg qui les ont transformées en gabbros quartz-

ques. Les plus grandes, dans leurs portions centrales, n'ont subi qu'une légère recristallisation se traduisant éventuellement, par un développement de biotite aux dépens des minéraux ferro-magnésiens préexistants.

Les *vaugnérîtes* et les roches voisines qui leur sont associées constituent la grande majorité des enclaves de roches éruptives.

Elles sont présentes dans toute l'étendue du massif et dans les migmatites avoisinantes. On trouve des roches analogues en des régions voisines (Tanargue et Monts du Lyonnais) où elles sont toujours associées soit à des migmatites, soit à des granites.

La schistosité fruste de leurs parties périphériques fait penser qu'elles ont subi, au moins partiellement, les effets du métamorphisme régional, à moins que certaines contraintes exercées pendant l'anatexie ne suffisent à l'expliquer.

Leur composition minéralogique complexe témoigne incontestablement de recristallisations importantes et, en particulier du remplacement de l'amphibole et des pyroxènes par de la biotite, avec formation corrélatrice d'une importante quantité de quartz. Des types gabbroïques dépourvus de potasse ont été transformés en ortho-amphibolites.

Il est difficile de préciser si des changements chimiques importants les ont affectées. Les parties périphériques de certaines enclaves paraissent plus riches en Al et en alcalins et plus pauvres en Mg et Ca que les parties centrales correspondantes.

Il est vraisemblable que les particularités de leur composition tiennent à des changements chimiques encore plus amples dont il est malheureusement impossible de faire la preuve, puisqu'on ne connaît pas de roches équivalentes, en dehors des granites ou des migmatites.

Les enclaves de *roches éruptives équantes*, voisines des précédentes par la composition, semblent s'être mises en place plus tardivement, sans doute peu de temps avant l'achèvement du granite migmatitique, qui les a simplement lardées de filonnets, déterminant tout au plus, une légère recristallisation.

V. — CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DU GRANITE MIGMATITIQUE DU VELAY

Le granite migmatitique du Velay se présente sous deux faciès principaux, l'un à cordiérite, l'autre à biotite qui ne montrent pas, en général, de différences de composition chimique.

Le faciès à cordiérite représente, à composition égale, une roche formée dans des conditions de température et de pression plus élevées que le faciès à biotite.

Les enclaves les plus caractéristiques du granite migmatitique sont constituées par des schistes cristallins. Ce sont, soit des fragments de couches réfractaires à l'anatexie (amphibolites, pyroxénites, quartzites), soit les résidus plus ou moins poussés de l'anatexie des couches de composition pélitique.

L'évolution normale de ces dernières semble comporter les stades suivants :

- 1 — enclave de migmatite (bien différente des migmatites œillées de la série du Haut-Allier, lesquelles sont vraisemblablement indépendantes du granite),
- 2 — enclave de gneiss à quartz — plagioclase basique — biotite,
- 3 — enclave surmicacée formée exclusivement de biotite,
- 4 — traînée micacée diffuse résultant de la désagrégation mécanique des enclaves surmicacées.

Les enclaves de roches éruptives sont beaucoup plus rares que les précédentes. Elles se distinguent des enclaves microgrenues des granites circonscrits par les caractères suivants :

- texture grenue,
- composition plus basique,
- gisements beaucoup plus localisés.

Suivant les types, leur origine est plus ou moins antérieure à la formation du granite.

Ainsi, les enclaves de serpentines sont absolument indépendantes du granite à l'extérieur duquel elles sont plus abondantes. Elles sont nettement antérieures au métamorphisme régional qui a donné naissance aux schistes cristallins.

Les norites ont, elles aussi, subi les effets du métamorphisme régional qui les a partiellement transformées en amphibolites. Elles sont localisées dans un périmètre réduit, aussi ne peut-on imaginer une relation entre leur formation et celle du granite du Velay.

Les vagnérîtes et roches voisines sont plus abondantes. Il est difficile de préciser si elles ont subi les effets du métamorphisme régional. L'orientation qu'elles présentent est peut-être due seulement à certaines contraintes exercées pendant l'anatexie.

On en trouve dans une vaste région, en dehors du Massif du Velay, mais toujours apparemment dans des granites, migmatites ou schistes cristallins fortement métamorphiques.

Il semble qu'elles dérivent de roches basiques banales, diorites ou gabbros, par l'intermédiaire de phénomènes de recristallisation et d'apport en relation avec l'histoire géologique de la région.

Les roches basiques équantes, voisines des précédentes, ont subi principalement des recristallisations sous l'effet du granite environnant. Elles semblent s'être mises en place tardivement, peu avant l'achèvement de l'anatexie.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION GÉNÉRALE

Les massifs granitiques dont les enclaves ont été étudiées se répartissent en deux types bien distincts.

Le premier comprend les massifs du Sidobre, de l'Aigoual, du Saint-Guiral-Liron, du Mayet-de-Montagne, ainsi que le microgranite de Pouzol-Servant, qui présentent en commun les caractères suivants :

- gisements en massifs circonscrits ;
- texture équante et composition homogène ;
- contact net avec les roches encaissantes, ou tout au plus (massif du Sidobre) présence locale d'une mince bordure de cornéennes granitisées ;
- gisements relativement superficiels, au milieu de roches non métamorphiques ou épimétamorphiques ;
- auréole de métamorphisme de contact plus ou moins importante.

Les granites de ce premier groupe semblent provenir de la cristallisation d'un magma élaboré ailleurs, dans des zones plus profondes, et transporté jusqu'à ces parties relativement superficielles de l'écorce terrestre.

Le massif du Velay, au contraire, appartient à un deuxième type, caractérisé par :

- un contact diffus, par l'intermédiaire de migmatites, avec les roches encaissantes qui sont généralement des schistes cristallins fortement métamorphiques ;
- une grande hétérogénéité du granite, dont la composition varie d'un point à un autre, et dont les textures rappellent souvent celles des migmatites.

Ce massif semble s'être formé sur place, ou presque, au milieu des schistes cristallins, par un phénomène d'anatexie différentielle.

L'étude des enclaves de ces deux types de granites confirme l'opposition que leurs conditions de gisement permettait déjà de reconnaître.

I. — LES GRANITES CIRCONSCRITS

Les granites circonscrits contiennent principalement des enclaves de roches éruptives microgrenues ou à grain fin dites « *enclaves microgrenues* ». Elles se reconnaissent aisément grâce à leur contour arrondi et à leur structure de roche éruptive typique (microgrenue porphyrique ou doléritique). Leur contact avec le granite est net, sans interposition d'une croûte micacée, ou diffus, des veines grenues pénétrant dans l'enclave qui contient fréquemment en outre de grands cristaux de feldspath alcalin semblables à ceux du granite.

De très nombreuses explications génétiques ont été proposées pour de telles enclaves ; elles ont été énumérées dans l'Introduction, aussi n'est-il pas nécessaire de les passer en revue.

Pour les juger il importe de garder présents à l'esprit un certain nombre de faits généraux :

- les enclaves microgrenues ont tous les caractères micrographiques de *vraies roches éruptives* ;
- les enclaves microgrenues de chaque massif présentent une nette parenté avec le granite qui les entoure et notamment des similitudes minéralogiques frappantes qui obligent à penser qu'elles sont *congénères du granite* ;
- les enclaves microgrenues *ne peuvent pas provenir de la transformation de fragments de roches encaissantes*, dont on les distingue très facilement et avec lesquels il n'existe pas d'intermédiaires. Quand une enclave microgrenue contient un fragment de cornéenne le contact entre les deux roches est toujours extrêmement net ;
- les enclaves microgrenues *ne sont pas toutes plus basiques que le granite*. S'il en existe effectivement qui le sont et qui frappent particulièrement les observateurs, il en est aussi dont la composition est voisine de celle du granite, et parfois même plus acide ;
- des enclaves microgrenues *se trouvent dans de très nombreux massifs granitiques circonscrits*, répartis dans le monde entier.

Dans les granites des Cévennes Méridionales et du Mayet-de-Montagne les enclaves microgrenues appartiennent à trois types différents.

Les *enclaves microgrenues claires* ressemblent beaucoup aux roches microgrenues présentes localement en bordure des massifs. Ce sont vraisemblablement les résidus de vieux faciès marginaux acides, développés au cours d'étapes intermédiaires de la mise en place du granite, qui par la suite ont été disloqués et soumis à des phénomènes de recrystallisation et de métasomatose.

Les *enclaves microgrenues sombres* sont plus basiques que les précédentes à l'intérieur desquelles on peut parfois les trouver. Elles représentent les résidus de roches relativement basiques, probablement formées par différenciation à partir du magma granitique originel, injectées avant la mise en place du granite, mais rapidement rattrapées par ce dernier qui les a disloquées et plus ou moins transformées.

Parmi ces enclaves basiques, certaines, réparties aussi bien dans les granites des Cévennes Méridionales que dans le massif du Mayet-de-Montagne, sont constituées par des microdiorites quartziques. Ce sont les *enclaves microgrenues sombres plagioclasiques*. D'autres, riches en feldspath alcalin, et appelées suivant les cas *enclaves sombres monzonitiques ou enclaves sombres subalcalines*, paraissent, au moins localement (Mayet-de-Montagne), de cristallisation encore plus ancienne.

Dans le massif granitique du Sidobre, où toutes les enclaves sont constituées par une microdiorite quartzique, on peut admettre, étant donné leur abondance et leur taille souvent grande, qu'une venue basique importante s'est mise en place avant le granite. La microdiorite quartzique porte les traces de phénomènes de granitisation métasomatique ; il est tentant de supposer que tout le massif en dérive par ce processus, mais rien ne permet de l'affirmer.

Dans le microgranite de Pouzol-Servant les enclaves microgrenues sont toutes constituées par une microdiorite quartzique. Elles représentent l'équivalent des enclaves microgrenues sombres qu'on trouve dans les granites des Cévennes Méridionales ou du Mayet-de-Montagne, le microgranite principal constituant de son côté l'équivalent des faciès marginaux et des enclaves microgrenues claires des mêmes massifs.

Dans tous les massifs étudiés des veines granitoïdes se sont développées à l'intérieur des enclaves microgrenues. Leur étude détaillée dans le Sidobre a permis d'individualiser des fronts chimiques de natures différentes un front sodique précédant un front potassique.

Quand les granites sont porphyroïdes les enclaves microgrenues contiennent elles aussi de grands cristaux de feldspath potassique. Dans les granites des Cévennes Méridionales,

où cette question a été étudiée plus en détail, il semble que ces minéraux appartiennent à deux générations. La première, contemporaine de la formation des roches microgrenues, est représentée par des phénocristaux d'orthose arrondis, présents dans les enclaves et dans les faciès de bordure microgrenus. La seconde génération, contemporaine de la cristallisation définitive du granite, comporte des porphyroblastes de microcline à faible triclinisme qui se sont développés dans le granite et dans ses enclaves microgrenues, parfois autour des noyaux d'orthose de première génération.

Les granites circonscrits contiennent en outre des *fragments de roches étrangères qui constituent les enclaves de cornéennes et les enclaves surmicacées*. Les premières, le plus souvent de nature quartzo-feldspathique, se reconnaissent à leur contour anguleux, à leur contact net avec le granite, à leur aspect rubané. Elles possèdent des structures caractéristiques du métamorphisme de contact. Les enclaves surmicacées, très riches en biotite, de forme lenticulaire, d'aspect presque gneissique, semblent avoir la même origine que les précédentes mais provenir de roches plus alumineuses.

Les associations minéralogiques des enclaves d'origine étrangère fournissent de précieux renseignements sur les conditions thermo-dynamiques dans lesquelles se sont formés les granites circonscrits. La répartition des faciès minéralogiques Cornéenne à Pyroxène et Amphibolite (au sens d'Eskola) dans les différents types de roches enclavées permet, en admettant que les pressions aient été sensiblement du même ordre, de préciser la hiérarchie des températures de formation. Le granite du Mayet-de-Montagne paraît avoir été le plus « froid » de tous, le Sidobre semble avoir atteint une température à peine plus élevée, les granites des Cévennes Méridionales auraient été plus « chauds », tandis que le microgranite de Pouzol-Servant porte la trace de températures nettement plus hautes.

Cette façon de voir s'appuie également sur la présence, dans les enclaves d'origine étrangère, de lits clairs de composition aplitique, qui proviennent apparemment de leur fusion anatectique partielle. Absents dans les enclaves du Mayet-de-Montagne et du Sidobre, ces lits apparaissent dans les enclaves alumineuses des granites des Cévennes Méridionales et prennent un développement important dans celles du microgranite de Pouzol-Servant.

II. — LES ENCLAVES DU GRANITE MIGMATITIQUE DU VELAY

Les enclaves du granite migmatitique du Velay sont profondément différentes de celles des granites circonscrits. Elles sont constituées le plus souvent par des schistes cristallins et plus rarement par des roches éruptives grenues basiques qui ne paraissent pas avoir la même signification que les enclaves microgrenues des granites circonscrits.

Les *enclaves de schistes cristallins* sont extrêmement nombreuses et réparties dans tout le massif. Elles présentent une schistosité cristallographique bien nette et des structures caractéristiques du métamorphisme régional.

Certaines, constituées par des amphibolites, des pyroxénites, des quartzites ou même certains gneiss de composition anormale, sont les *débris de couches réfractaires à l'anatexie*.

D'autres (enclaves de migmatites, enclaves de gneiss et enclaves surmicacées) représentent au contraire les *résidus cristallins de roches alumineuses* soumises à l'anatexie très poussée génératrice du granite.

Les enclaves surmicacées semblent constituer le résidu ultime de l'anatexie ; le granite tend à les émietter et il ne reste plus, en fin de compte, que de vagues schlieren au contour mal défini.

L'étude de ces enclaves et leur comparaison avec les schistes cristallins du Haut-Allier étudiés par F.H. Forestier (1961) nous renseigne sur la formation du granite du Velay.

C'est le produit d'une fusion anatectique et d'actions métasomatiques comportant au moins un apport en potasse.

Les enclaves de roches éruptives du granite migmatitique sont caractérisées par une structure grenue, une composition variable mais souvent très basique, et par de nombreux signes de recristallisation qui témoignent d'une histoire géologique compliquée. Les roches dont elles dérivent ne semblent pas liées de façon inéluctable à la formation du granite. Parmi celles-ci les *serpentines*, affectées par le métamorphisme régional, sont plus abondantes dans les schistes cristallins que dans le granite lui-même. Les enclaves de *norite*, très localisées, ont elles aussi subi les effets du métamorphisme régional. *Les vaugnérîtes et les roches basiques qui leur sont associées* sont plus abondantes ; des phénomènes antérieurs à la formation du granite (métamorphisme régional ou anatexie) leur ont donné une schistosité fruste accompagnée de recristallisations.

Seules quelques enclaves de *roches éruptives équantes* témoignent de la venue, pendant la mise en place du granite, de quelques rares diorites quartziques ou diorites, aussitôt disloquées.

III. — RELATIONS ÉVENTUELLES ENTRE LES DEUX TYPES DE GRANITES

Une différence radicale de nature nous est apparue entre les enclaves des granites circonscrits et celles du granite migmatitique du Velay. Des vérifications faites en d'autres régions (par M. Arnould en Côte d'Ivoire et J. Didier au Hoggar ; travaux inédits) ont montré que les types d'enclaves définis dans le Massif Central français se retrouvent très exactement dans les mêmes conditions.

L'examen des enclaves paraît donc fournir un critère valable pour la distinction des différents types de granites, concurremment bien entendu, avec toutes les observations classiques. Lorsqu'en effet, dans le massif du Velay, on observe des enclaves qui se rattachent à celles des granites circonscrits, on constate qu'elles appartiennent à de petites masses de granite intrusif recoupant le granite d'anatexie.

Cette utilisation mise à part, les enclaves peuvent-elles nous donner des éclaircissements sur les relations éventuelles des granites migmatitiques et des granites intrusifs ?

Beaucoup d'auteurs ont admis qu'un magma granitique produit par anatexie différentielle de schistes cristallins pouvait quitter la zone où il s'était élaboré, gagner des parties plus superficielles de l'écorce terrestre et y constituer des intrusions à bord franc.

L'étude des enclaves ne milite pas en faveur de cette opinion. On imagine mal en effet qu'un magma granitique ainsi produit n'entraîne pas avec lui, lors de sa montée, quelques enclaves de schistes cristallins caractéristiques. Pourtant, si l'on excepte le granite du Sidobre où certaines enclaves surmicacées sont peut être des restites d'origine profonde, la majorité des granites intrusifs étudiés ne contient pas d'enclaves analogues à celles du granite d'anatexie.

L'examen rapide de quelques intrusions non granitiques (syénite du Cap Sines et syénite néphélinique de la Sierra de Monchique, Portugal), a montré par ailleurs qu'elles contiennent des enclaves microgrenues comme les granites circonscrits. Il est pourtant difficile d'imaginer une origine anatectique de ces syénites, ou à plus forte raison de ces syénites néphéliniques.

L'étude des enclaves conduit plutôt à concevoir une dualité des massifs granitiques, dont les uns se formeraient directement par anatexie des schistes cristallins, avec ou sans action métasomatique, et dont les autres proviendraient de la cristallisation d'un magma d'origine profonde, par forcément migmatitique. A moins, bien entendu, qu'un magma d'origine anatectique, ne puisse subir, avant sa mise en place définitive, une décantation qui éliminerait les déchets de l'anatexie et une différenciation génératrice de la matière des enclaves microgrenues sombres et du magma acide épuré des granites intrusifs.

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

LES MIGRATIONS DES OISEAUX

VU ET APPROUVÉ :

CLERMONT-FERRAND, LE 25 FÉVRIER 1963

Le Doyen :

P. RÉMY

VU ET PERMIS D'IMPRIMER, N° 5/63

CLERMONT-FERRAND, LE 28 FÉVRIER 1963

Le Recteur :

E. LAPALUS

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS F.D. et BARLOW A.E. (1910) : Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 6, pp. 62-87 et 120-129.
- AINBERG L.F. (1955) : Sur le problème de la genèse des charnockites (en russe). *Izvest. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, série géol. N° 4 (Traduction par V. KOVENKO, *Serv. Carte Géol. Algérie*. Série Doc., n° 3, Alger, 1957).
- ARNOULD M. (1961) : Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mémoires du B.R.G.M.*, Paris, n° 3, 1 vol., 175 p.
- BARRAU C. (1962) : Distribution de quelques oligo-éléments métalliques dans la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 60 p., ronéotypé.
- BARROIS Ch. (1884) : Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XII, pp. 1-119.
- BÉCARIE P. (1958) : Le métamorphisme de contact du granite d'Entraygues dans la vallée du Lot. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 53 p., ronéotypé.
- BERGERON J. (1889) : Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. *Thèse Paris*, 1 vol., 362 p.
- BERGERON J. (1907) : Excursion du 6 octobre aux environs du Vigan. Excursion du 7 octobre du Vigan à l'Aigoual. Excursion du 8 octobre de l'Aigoual à Pont-d'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 4^e série, t. VII, pp. 601-619.
- BERTRAND-ROUX J.M. (1823) : Description géognostique des environs du Puy-en-Velay. *Levrault édit.*, Paris, 1 vol., 240 p.
- BERTUCAT M. (1956) : Etude géologique du Haut-Vivarais occidental. *Dip. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Ferrand*, 1 vol., 47 p., ronéotypé.
- BIGOT A. (1932) : Géologie des environs de Flamanville (Manche). *Bull. Soc. Lin. Normandie*, 8^e série, t. V.
- MENDES F. et VIALETTE Y. (1961) : Ages absolus par la méthode au strontium des granites de Sintra et de Castro-Daire au Portugal. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCLII, pp. 3305-3306.
- BONHOMME M., PHILIBERT J., ROQUES M. et VIALETTE Y. (1961) : Ages absolus dans le Viséen et le Stéphanien du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCLII, pp. 3084-3086.
- BOULE M. (1892) : Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, t. IV, n° 28, 261 p.
- BOULE M. (1893) : Compte rendu de l'excursion du 20 septembre 1893. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France au Puy-en-Velay. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 3^e série, t. XXI, pp. 602-606.
- BOWEN N.L. (1922) : The behavior of inclusions in igneous magmas. *The Journal of Geology*, vol. XXX, n° 6, pp. 513-570.
- BOWEN N.L. (1940) : Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journal of Geol.*, vol. XLVIII, pp. 225-274.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1962) : Etude géologique et métallogénique de la région d'Ambert, Monts du Forez, Puy-de-Dôme. *Thèse 3^e Cycle Univ. Paris*, 2 vol., 100 p.
- BROUSSE R. (1957) : Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de La Palisse (Ardèche). *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, Paris, vol. LXXX, pp. 39-48.

- CALLAGHAN E. (1935) : Pre-granodioritic dykes in Granodiorite, Paradise Range, Nevada. *Am. Geophys. Union Tr.*, 16 th annual meeting, I, pp. 302-307.
- CHÉNEVOY M. (1960) : La série métamorphique du Synclinal de Sarras et ses rapports avec le granite des Cévennes septentrionales à l'Ouest de Tournon (Ardèche). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCL, pp. 2234-2236.
- CHÉNEVOY M. et RAVIER J. (1963) : Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du Mont-Pilat (Massif Central). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 256, pp. 446-449.
- CHICHERY M. (1938) : Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière près de Vichy. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCVI, p. 263.
- CHRISTOL J. DE (1836) : Observations dans le groupe des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 1^{re} série, t. VII, pp. 254-259.
- CLAPP C.H. (1921) : Geology of the igneous rocks of Essex County, Massachusetts. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 704, p. 46 et pp. 114-115.
- COGNÉ J. (1950) : Observations au sujet d'enclaves déplacées dans un granite près de Saint-Nazaire (Loire-Inférieure). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCXXXI, p. 1076.
- CORDIER P.L.A. (1809) : *Journal de Physique*, t. LXIX, p. 460.
- DALY R.A. (1914) : Igneous rocks and their origin. *Mc. Graw-Hill, New York*, 1 vol.
- DAUBRÉE (1867) : Classification adoptée pour la classification des roches du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon. *Paris*, 1 vol.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J. (1962) : Rock-forming minerals. *Longmans, édit. London*, vol. III, 270 p.
- DELAGE A. et MOURGUES F. (1904) : Pétrographie des Cévennes (1^{re} Partie). *Mémoires Acad. Sci. et Let., Montpellier*, 2^e série, t. III, pp. 281-317.
- DELAGE A. et MOURGUES F. (1906) : Pétrographie des Cévennes (2^e Partie). *Mémoires Acad. Sci. et Let., Montpellier*, 2^e série, t. III, pp. 375-442.
- DELESSE A. (1851) : Sur la diorite. *Annales des Mines*, XIX, p. 163.
- DEMAÏ A. (1938) : Feuille géologique de Saint-Etienne au 1/80 000, 2^e édition.
- DEMAÏ A. (1943) : Feuille géologique de Monistrol au 1/80 000, 2^e édition.
- DEMAÏ A. (1946) : Notice sur les travaux scientifiques de M. A. DEMAÏ. *Paris*, 115 p.
- DEMAÏ A. (1948) : Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mémoires Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, 1 vol., 259 p.
- DEMAÏ A. (1948) : Feuille géologique de Valence au 1/80 000, 2^e édition.
- DEMAÏ A. (1950) : Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Cévennes Méridionales et la Montagne Noire. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr., Paris*, pp. 305-347.
- DENAEYER M.E. (1950) : Sur un contact du granite du Saint-Guiral (Cévennes méridionales). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 11, pp. 193-195.
- DERRUAU M. (1958) : Précis de géomorphologie. *Masson et Cie édit., Paris*, 1 vol., 395 p.
- DIDIER J. et ROQUES M. (1959) : Sur les enclaves des granites du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. CCXV VIII, pp. 1839-1841.
- DIDIER J. et ROQUES M. (1960) : Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central français. *International Geol. Congr. XXI Session, Norden*, t. XIV, pp. 194-206.
- DIDIER J. (1961) : Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif Central français). *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., Paris*, t. LXXXIV, pp. 2-5.
- DIDIER J. (1962) : Températures de formation de certains granites du Massif Central français d'après l'étude de leurs enclaves étrangères. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLV, pp. 2149-2151.
- DIDIER J. et MERGOIL J. (1963) : Note préliminaire sur la symétrie des feldspaths potassiques dans les granites des Cévennes méridionales et leurs enclaves. *A paraître, C. R. Congrès Sociétés Savantes, Clermont-Fd*, 1963.
- DIXEY F. (1925) : The geology of Sierra Leone. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. LXXXI, p. 205.
- DRESCHER-KADEN F.K. (1948) : Die Feldspath-Quartz Reaktionsgefüge des Granites und Gneiss. *Springer, édit. Berlin*, 1 vol., 259 p.
- DUBOSCLARD J. (1954) : Etude pétrographique du microgranite de Pouzol-Servant. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 39 p., dactylographié.
- DUFRENOY A. et ELIE DE BEAUMONT (1841) : Explication de la carte géologique de la France. *Imprimerie Royale, Paris*, 3 vol.
- DUMAS E. (1846) : Notice sur la constitution géologique de la région supérieure ou cévennique du département du Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 2^e série, t. III, pp. 666-725.

- DUMAS E. (1873) : Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard. *Nîmes*, 1 vol.
- DURANDAU A. (1956) : Le massif du Liron et sa couverture septentrionale (Massif Central français). *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 49 p., ronéotypé.
- DÜRR S. (1960) : Le granite de Montagny et ses enclaves (feuille de Lyon au 1/80 000) *Manuscrit inédit. Univ. Clermont-Fd*, 30 p.
- ESCANDE H. et THIÉBAUT J. (1951) : Description du contact du granite du Sidobre dans la région du confluent du Gijou et de l'Agout. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 15-16, pp. 280-282.
- ESKOLA P. (1921) : The Mineral Facies of Rocks. *Norsk. Géol. Tidskr.*, Bd. 6.
- ESKOLA P. (1933) : On the differential anatexis of rocks. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, n° VII, pp. 12-25.
- ESKOLA P. (1954) : A proposal for the presentation of rocks analyses in ionic percentages. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, série A, III, n° 38, pp. 1-15.
- ESKOLA P. (1960) : Die Entstehung der Gesteine (BARTH, CORRENS, ESKOLA). *Springer édit., Berlin*. 1 vol., 422 p.
- FABRE G. (1877) : Age et constitution des régions schisteuses du Gévaudan et des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 3^e série, t. V, pp. 399-409.
- FABRE G. (1889) : Feuille de Largentière au 1/80 000, 1^{re} édition.
- FAURE J. (1962) : Etude pétrographique de l'extrémité NW du granite de Guéret et de ses enclaves. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 56 p., ronéotypé.
- FORESTIER F.H. (1961) : Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. *Thèse, Clermont-Fd*, 2 vol., 300 p., ronéotypé.
- FORESTIER F.H. (1961) : Les péridotites serpentinisées incluses dans les terrains cristallins du bassin du Haut-Allier. *Thèse Clermont-Fd*, 1 vol., 232 p., ronéotypé.
- FOURNET J. (1961) : Géologie Lyonnaise. *De Barret, édit., Lyon*. 1 vol., 744 p.
- FYFE W.S., TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1958) : Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 72, pp. 201-202.
- GARDE G. (1906) : Etude de la région porphyrique du Nord du Puy-de-Dôme. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 4^e série, p. 477.
- GARDE G. (1914) : Le laccolite microgranitique de Pouzol-Servant. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 4^e série, t. XIV, pp. 448-456.
- GEZE B. (1949) : Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales. *Mémoires Soc. Géol. Fr., Paris*, nouv. sér., n° 62, 1 vol., 215 p.
- GILBERT G.K. (1906) : Gravitational assemblage in granite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. XVII, pp. 321-328.
- GLANGEAUD P. (1910) : Notes sur les Monts du Forez. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. XV, n° 126, pp. 94-101.
- GLANGEAUD P. (1910) : Architecture de la partie centrale des Monts du Forez. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CL, p. 804.
- GLANGEAUD P. (1910) : Les formations archéennes, l'ancienne couverture et les plissements des Monts du Forez. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CL, p. 942.
- GLANGEAUD L. (1933) : Sur le Primaire des environs de Châteldon (Puy-de-Dôme). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 98.
- GLANGEAUD L. (1934) : Une intrusion de faible profondeur : le Bysmalite de Cavallo. Mécanisme de sa mise en place. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 5^e série, t. IV, pp. 237-249.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1911) : Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet. *Jacob Dybwad, Oslo*, 1 vol., 483 p.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1922) : On the metasomatic process in silicate rocks *Econ. Geol.*, vol. XVII, pp. 105-123.
- GOLDSMITH J.R. et LAVES F. (1954) : The microcline-sanidine stability relations. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, vol. V, pp. 1-19.
- GOLDSMITH J.R. et LAVES F. (1954) : Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, vol. VI, pp. 100-118.
- GONNARD F. (1894) : Notes pour la minéralogie du Plateau Central. Cordiérite dans le granite du Velay. *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, t. XVII, n° 7.
- GOODSPEED G.E. (1947) : Xenoliths and Skialiths. *Am. Journal of Sci.*, vol. CCXLVI, n° 8, pp. 515-525.
- GOTTFRIED C. von (1932) : Ueber endogene basische Einschlüsse, in sauren Tiefengesteinen. I, Adammello. *Chemie der Erde*, vol. VII, pp. 586-593.

- GRANTHAM D.R. (1928) : The Petrology of the Shap Granite. *Geol. Ass. Proc.*, vol. XXXIX, pp. 303-327.
- GROLIER J. (1962) : Observations sur la tectonique des micaschistes de l'anticlinal de la Bosse, près Echassières (Allier). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLIV, pp. 519-521.
- GROUT F.F. (1937) : Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. XLVIII, pp. 1521-1572.
- GRUNER L. (1841) : Sur la nature des terrains de transition et des porphyres du département de la Loire. *Annales des Mines*, 3^e série, t. XIV, p. 53.
- GRUNER L. (1857) : Description géologique et minéralogique du département de la Loire. *Imprimerie Royale, Paris*, 1 vol.
- GRUNER L. (1873) : Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Roannais. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 3^e série, t. I, pp. 441-515.
- GUFFROY J. (1957) : La série dinantienne du Morvan. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCXLIV, n° 5, pp. 632-635.
- GUITARD G. (1960) : Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le Massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLI, p. 2554.
- GUITARD G., RAGUIN E. et SABATIER G. (1960) : La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., Paris*, t. LXXXIII, pp. 48-56.
- GUITARD G. et RAGUIN E. (1961) : Sur les roches ultrabasiques (cortlandites) du Paléozoïque inférieur de la partie orientale des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLII, pp. 3606-3608.
- GÜMBEL C.W. von (1879) : Die paläolithische Eruptivgesteine der Fichtelgebirge. *München*.
- HARKER A. (1939) : Metamorphism, a Study of the Transformation of Rock-Masses. *Methuen & Co, London*, 1 vol., 362 p.
- HÄRME M. et LAITALA M. (1955) : An example of granitization. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, n° XXVIII, 168 pp. 95-99.
- HÄRME M. (1958) : Examples of granitization of plutonic rocks. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, n° XXX, 180, pp. 45-64.
- HÄRME M. (1962) : An example of anatexis. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, n° XXXIV, 204, pp. 113-125.
- HARRY W.T. et EMELEUS R.C. (1960) : Mineral layering in some granite intrusions of S.W. Greenland. *Int. Geol. Congress, Copenhagen*, part XIV, pp. 172-181.
- HEIM R.C. (1949) : Petrology of the Mt. Aigoual area in the southeastern Cevennes, France. *Proc. Konink. Neder. Akad. Wetensch.*, vol. LII, n° 6, pp. 676-684.
- HOLLAND T.H. (1900) : The charnockite series, a group of Archaen hypersthenic rocks in Peninsular India. *Geol. Surv. India*, Mem. XXVIII, pt. 2, pp. 215-218 et 235-248.
- HOTTIN G. (1959) : Le massif granitique du Saint-Guiral-Liron à l'Est du Vigan, et sa couverture méridionale. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 55 p., ronéotypé.
- HUPÉ P. (1951) : Sur un type nouveau d'enclaves du granite. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, 6^e série, pp. 59-61.
- HUU-NGHIEP H. et GAGNY C. (1958) : Mission géologique dans la région de Blot-l'Eglise, Puy-de-Dôme. *Rapport B.R.G.M. Paris*, 28 p., ronéotypé.
- HUU-NGHIEP H. (1962) : Contribution à l'étude pétrographique des roches filoniennes affiliées aux granites de l'association des Crêtes. Région de la Bresse, Gérardmer (Vosges). *Thèse 3^e Cycle Univ. Paris*, 1 vol., 102 p., ronéotypé.
- HUTTON J. (1795) : The Theory of the Earth. *Edinburgh*.
- JOHANNSEN A. (1939) : A descriptive petrography of the igneous rocks. *The Univ. of Chicago Press*, vol. II, pp. 405-407.
- JOO J. (1960) : Etude géologique de la bordure cristalline de la Limagne entre le Puy de Charade et Volvic. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 56 p., ronéotypé.
- JOPLIN G.A. (1935) : A Note on the Origin of basic Xenoliths in plutonic Rocks, with special Reference to their Grain Size. *Geol. Mag.*, vol. LXXII, pp. 227-234.
- JULIEN A. (1874) : Sur une faune carbonifère marine découverte aux environs de l'Ardoisière dans la vallée du Sichon (Forez). *C. R. Acad. Sci., Paris*, séance du 5 janvier 1874.
- JULIEN A. (1896) : Le terrain carbonifère marin de la France centrale. *Paris*, 1 vol., 303 p.
- JUNG J. (1935) : Démonstration de l'âge post-viséen des intrusions granitiques dans le bassin de Ferrières (Allier). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 246.
- JUNG J. et VACHIAS O. (1936) : Gisement des microgranites entre l'Aix et le Lignon. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 299.

- JUNG J. et VACHIAS O. (1937) : Sur la nature volcanique du complexe dit des Cornes Vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 81.
- JUNG J., CHICHERY M. et VACHIAS O. (1939) : Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. *Mémoires Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 38, 1 vol., 28 p.
- JUNG J. (1958) : Précis de Pétrographie. *Masson et Cie, édit., Paris*, 1 vol., 314 p.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959) : Classification modale des roches éruptives. *Masson et Cie édit. Paris*, 1 vol., 122 p.
- LABERNARDIÈRE H. (1961) : Etude géologique du Sud-Forez (Région d'Ambert). *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 74 p., ronéotypé.
- LACROIX A. (1893) : Les enclaves des roches volcaniques. *Protat édit. Mâcon*, 1 vol., 770 p.
- LACROIX A. (1898) : Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (Premier Mémoire). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. X, n° 64, pp. 241-306.
- LACROIX A. (1900) : Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (Deuxième Mémoire). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. XI, n° 71, pp. 50 I - 50 LXVIII.
- LACROIX A. (1901) : Sur deux nouveaux groupes d'enclaves des roches éruptives. *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, t. XXIV, pp. 488-504.
- LACROIX A. (1904) : La Montagne Pelée et ses éruptions. *Masson édit. Paris*, 1 vol., 662 p.
- LACROIX A. (1917) : La composition chimique de la vaugnérine et la position de cette roche dans la systématique. *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, t. XL, pp. 158-162.
- LACROIX A. (1917) : Sur la transformation de quelques roches éruptives en amphibolites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CLXIV, pp. 969-974.
- LACROIX A. (1933) : Sur quelques granites des environs de Porto. *Anais da Faculdade de Ciências do Porto*, t. XVIII, pp. 43-48.
- LAFFITTE P. (1955) : Le granite de Bréhat et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LIII, n° 244, pp. 35-68.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) : Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 5^e série, t. XIX, pp. 89-109.
- LAPADU-HARGUES P. (1952) : Sur la présence d'un quartzite métamorphique dans la série cristallophyllienne de la Cézaire, au N du département du Gard (Massif Central français). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 11, pp. 209-210.
- LAPADU-HARGUES P. (1953) : Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 6^e série, t. III, pp. 153-173.
- LAPADU-HARGUES P. (1955) : A propos des nappes cévenoles (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCXLI, p. 605.
- LAPADU-HARGUES P. (1957) : Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Fd*, vol. XXIII, pp. 19-31.
- LAPADU-HARGUES P. (1959) : A propos des massifs d'amphibolites du Limousin et de la Haute-Vienne (Massif Central français). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 10.
- LAPPARENT J. DE (1913) : Les enclaves du granite du Mont Haya en Pays Basque. *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, vol. XXXVI, pp. 163-169.
- LAUNAY L. DE (1901) : Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, t. XII, n° 83, 119 p.
- LAUZAC F. (1960) : Etude géologique des granites des Monts de Tarare. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand*, 34 p., ronéotypé.
- LECOQ H. (1867) : Les époques géologiques de l'Auvergne. *Baillière et fils, Paris*, 5 vol.
- LELUBRE M. (1938) : Contribution à l'étude du granite de Primel (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 5^e série, t. VIII, pp. 673-688.
- LENDARO M.I. (1959) : Recherche spectrographique de quelques oligo-éléments dans la série granitique du Sidobre. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 36 p., ronéotypé.
- LE VERRIER (1890) : Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. II, n° 15, 68 p.
- LE VERRIER (1893) : Carte géologique détaillée au 1/80 000. Feuille 158, Roanne.
- LJUNGGREN P. (1954) : The Region of Italia in Dalecarlia, Sweden. *Thèse Göteborg*, 1 vol., 112 p.
- LONGCHAMON H. (1939) : Feuille géologique de Largentière au 1/80 000. 2^e édition.
- MAISONNEUVE J. (1960) : Etude géologique du Sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. LVII, n° 260, 1 vol., 289 p.

- MALBOS M. DE (1846) : Observations sur les formations géologiques du Vivarais. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 2^e série, t. III, p. 631 bis.
- MARTONNE E. DE (1942) : Géographie physique de la France. *Armand Colin édit., Paris*, 1 vol., 463 p.
- MAYO E.B. (1935) : Some intrusions and their wall rocks in the Sierra Nevada. *Journal of Geol.*, vol. XLIII, p. 682.
- MEHNERT K.R. (1953) : Zur Abfolge der Gesteinmobilisation im tiefen Grundgebirge, ohne Zufuhr. *Geol. Rundschau*, XLII, pp. 4-11.
- MENGAUD L. (1940) : Révision de la feuille de Castres au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. XLII, n° 23, p. 45.
- MÉTAIS D. (1960) : Etude pétrographique des kersantites et de quelques autres roches filoniennes de la rade de Brest (Finistère). *Thèse Doc. 3^e Cycle Univ. Paris*, 1 vol., 126 p.
- MICHEL-LÉVY Aug. et LACROIX A. (1887) : Sur le granite à amphibole de Vaugneray (Vaugnérite de Fournet). *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, t. X, pp. 27-31.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1893) : Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. V, n° 36, pp. 1-41.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908) : Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Thèse Paris. Ch. Béranger, édit.*, 1 vol., 297 p.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1913) : Age limite dans les Monts du Beaujolais et du Mâconnais. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CLVII, p. 954.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1931) : Les formations au contact des gneiss et des granites dans le Sidobre, l'Espinouse et le Mendic. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 270.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1939) : Données comparatives sur les compositions chimiques et minéralogiques des granites du Mendic, du Sidobre et de l'Aigoual (Montagne Noire et Cévennes méridionales). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 5^e série, t. IX, pp. 93-96.
- MOURGUES F. (1901) : Contribution à l'étude des roches éruptives du Midi de la France (Région languedocienne). *Thèse Montpellier*, 1 vol., 129 p.
- MUIR I.D. (1953) : A local potassic modification of the Ballachulish Granodiorite. *Geol. Mag.*, XC, n° 3, pp. 182-192.
- MURCHISON I.R. (1851) : On the slaty rocks of the Sichon shown to be of carboniferous age and on the origin of the mineral springs of Vichy. *Quart. Jour. Geol. Soc., London*, t. VII, pp. 13-18 et 76-84.
- NOCKOLDS S.R. (1932) : The contaminated granite of Bibette Head, Alderney. *Geol. Mag.*, t. LXIX, pp. 433-451.
- NOCKOLDS S.R. (1933) : Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *The Journal of Geology*, vol. XLI, pp. 561-589.
- ORBIGNY Ch. D' (1868) : Description des roches et des terrains cristallins. *Savy et Dunod édit., Paris*, 1 vol., 553 p.
- ORLIAC J. (1957) : Etude de la pigmentation des malgachites. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 41 p., ronéotypé.
- PABST A. (1928) : Observations on Inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci.*, vol. XVII, pp. 325-386.
- PALM Q.A. (1954) : Vaugnérites et amphibolites. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 6^e série, t. IV, pp. 627-641.
- PALM Q.A. (1957) : Les roches cristallines des Cévennes Médiannes à hauteur de Largentière, Ardèche, France. *Storm, édit. Utrecht*, 1 vol., 121 p.
- PAPON A. (1958) : Etude géologique des massifs granitiques du Saint-Guiral du Mont-Aigoual et leurs contacts septentrionaux. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 38 p., ronéotypé.
- PASCAL L. (1865) : Etude géologique du Velay. *E. Lacroix, édit., Paris*, 1 vol., 421 p.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1937) : Les réactions à l'état solide et la géologie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie., Alger*, 5^e série, t. I, 66 p.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1939) : Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger*, 5^e série, t. IV, 168 p.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1955) : Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées. *Sciences de la Terre, Nancy*. N° hors-série, pp. 105-118.
- PETERLONGO J. (1953) : Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Auvergne, Bourbonnais et Marche. *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, p. 376-380.

- PETERLONGO J. (1958) : Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 4, 1 vol., 187 p.
- POUGHEON A. et MOREAU M. (1955) : Etude géologique du Nord du Forez. *Publ. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*. Colloque du 25 avril 1953.
- RAGUIN E. (1957) : Géologie du granite. *Masson et Cie, édit., Paris*, 2^e édition, 1 vol., 275 p.
- RAMIÈRE DE FORTANIER E. (1932) : Observations sur les argiles éocènes du Castrais. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t. LXIV, p. 445.
- RANCHIN G. (1959) : Etude géologique de la partie nord des Monts du Forez. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 98 p., ronéotypé.
- RAZAFINIPARANY A. (1960) : Etude des massifs granitiques de Meymac et d'Egletons et de leurs enclaves. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Fd*, 56 p., ronéotypé.
- READ H.H. (1956) : The granite controversy. *Thomas Murby and Co, London*, 1 vol., 430 p.
- REYNOLDS D. (1946) : The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, t. CII, p. 389.
- RICHARD J. (1938) : Etude de la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule. *Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Fd*, vol. IV.
- ROMEU A. DE (1904) : Sur une enclave énallogène de l'andésite supérieure du Lioran. *Bull. Soc. Fr. Minér., Paris*, t. XXVII, p. 270.
- ROQUES M. (1941) : Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mémoires Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, 1 vol., 530 p.
- ROSENBUSCH H. (1910) : Elemente der Gesteinslehre. *E. Schweizerbart édit., Stuttgart*, 1 vol.
- SANTAS C. (1957) : Etude du socle cristallin de la partie S-E du Vivarais. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand*, 26 p., ronéotypé.
- SANTAS C. et LAPADU-HARGUES P. (1958) : Les granites du Vivarais Méridional. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. LVI, n° 255, pp. 101-114.
- SEDERHOLM J.J. (1928) : On Orbicular Granites. *Bull. Com. Géol. Finlande*, n° 83.
- SIJF J.W.C.M. van der (1950) : Petrology of the St Jean du Gard area in the southeastern Cévennes, France. *Proc. Konink. Neder. Akad. Wetensch.* Vol. LIII, pp. 337-346.
- SOLLAS W.J. (1894) : On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion ; I — On the relation of the granite to the gabbro of Barnavave, Carlingford. *Trans. Roy. Irish Acad.*, XXX, pp. 477-512.
- TABER S. (1913) : Geology of the Gold Belt in the James River basin, Virginia. *Geol. Surv. Amer. Bull.*, t. VII, pp. 103-105.
- TEGYEY A. (1960) : Etude géologique de la bordure cristalline de la Limagne entre le Puy de Charade et le Lac d'Aydat. *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 40 p., ronéotypé.
- TERMIER P. (1889) : Etude sur le Massif Cristallin du Mont Pilat. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris*, t. I, n° 1, pp. 1-56.
- TERMIER P. (1898). Feuille de Valence au 1/80 000, 1^{re} édition.
- THIÉBAUT J. et ESCANDE H. (1950) : Un nouveau contact visible du granite du Sidobre et des terrains métamorphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXIV, p. 159.
- THIÉBAUT J. et ESCANDE H. (1950) : Sur la bordure du Sidobre dans la région de Ferrières. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXV, p. 125.
- THIÉBAUT J. et ESCANDE H. (1953) : Observations sur le massif granitique du Sidobre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXVIII, pp. 1-23.
- THOMAS H.H. et CAMPBELL-SMITH W. (1932) : Xenoliths of igneous origin in the Tregastel-Ploumanach granite, Côtes-du-Nord, France. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, vol. LYXXXVIII, pp. 202-225.
- THORAL M. (1935) : Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacane et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Thèse Paris*, 1 vol.
- THORAL M. et DEBRABAN R. (1936) : *C. R. Congrès des Sociétés Savantes*, p. 120.
- TILLEY C.E. (1924) : Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire, Highlands. *Quart. Jour. Geol. Soc., London*, vol. LXXX, pp. 22-71.
- TILLEY C.E. (1949) : An alkali facies of granite at granite-dolomite contact in Skye. *Geol. Mag.*, vol. LXXXVI, n° 2, pp. 81-93.
- TOURNAIRE (1869) : Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 2^e série, t. XX, pp. 1106-1171.

- TRÖGER E. (1935) : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Verl. der Deutsch. Mineralog. Gesell., Berlin*, 1 vol., 350 p.
- TUREKIAN K.K. et WEDEPOHL K.H. (1961) : Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXXII, pp. 175-192.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1960) : Igneous and Metamorphic Petrology. *Mc. Grow-Hill, édit. New York*, 1 vol., 694 p.
- VIALETTE Y. (1962) : Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Thèse Clermont-Ferrand*, 1 vol., 88 p.
- VINCENT P. (1961) : Le Massif granitique de Yedri (Tibesti). *Bull. Inst. Equat. Rech. Et. Geol. Min.*, n° 14, pp. 53-71.
- WAARD D. DE (1949) : Tectonics of the Mt. Aigoual pluton in the southeastern Cévennes, France. *Proc. Konink. Neder. Akad. Wetensch.*, vol. LII, n° 4 et 5, pp. 389-402 et 539-550.
- WAARD D. DE (1949) : Diapiric structures. *Proc. Konink. Neder. Akad. Wetensch.*, vol. LII, n° 9, pp. 1027-1038.
- WEISBROD A. (1962) : Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLIV, pp. 3393-3395.
- WEISBROD A. (1962) : Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. CCLV, pp. 3004-3006.
- WILMANN K. (1919) : Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. *Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell.*, 71.
- WINKLER H.G.F. (1957) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. I : Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, t. XIII, pp. 42-69.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von (1958) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. II : Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, t. XV, pp. 91-112.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von (1960) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. III : Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, t. XVIII, pp. 294-316.
- WINKLER H.G.F. (1960) : La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam., Paris*, 2^e série, vol. III, pp. 67-70.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von (1961) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. V : Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, vol. XXIV, pp. 250-259.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von (1961) : Experimentelle Gesteinmetamorphose. IV : Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, t. XXIV, pp. 48-69.
- WYART J. et SABATIER G. (1959) : Transformation des sédiments pélitiques à 800° C sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., Paris*, t. LXXXII, pp. 201-210.
- WYART J., RUPPLI C. et SABATIER G. (1960) : Réaction du granite fondu sous pression d'eau avec la calcite et une argile. Application au métamorphisme de contact. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., Paris*, t. LXXXIII, pp. 128-133.
- WYLLIE P.J., COX K.G. et BIGGAR G.M. (1962) : The Habit of Apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, Clarendon Press, Oxford, vol. III, n° 2, pp. 238-243.
- ZARAYAN S. (1959) : Découverte d'un gisement de norite près de Château-Lambert (Vosges méridionales). *C. R. som. Soc. Géol. Fr., Paris*, pp. 78-79.

PLANCHES

PLANCHE I

MASSIF DU SIDOBRE

1. — Enclave microgrenue avec veine granitoïde à contour diffus dans granite bleu. Une frange blanche correspond à une accumulation de microcline.

La Sigarrié.

2. — Enclave microgrenue avec veine granitoïde à contour diffus, dans granite bleu.

Rocher du Verdier.

3. — Enclave de cornéenne dans granite clair.

Saint-Salvy de la Balme.

4. — Grosse enclave surmicacée graphiteuse dans granite bleu.

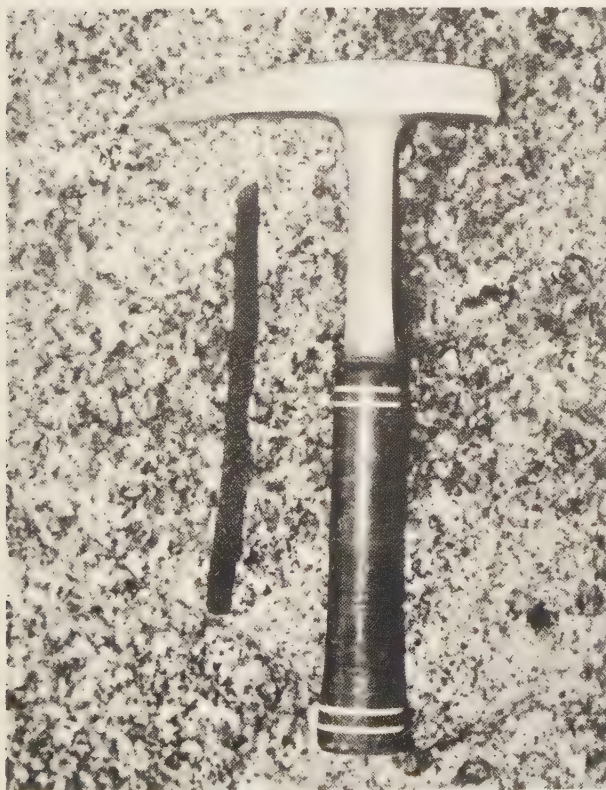
La Sigarrié.



1



2



3



4

PLANCHE II

MASSIF DU SIDOBRE

1. — Enclave microgrenue, lumière polarisée, x 40.
Structure du type doléritique. Plagioclase mâclé, biotite et quartz.
La Sigarrié.
2. — Enclave de cornéenne, lumière polarisée, x 40.
Structure granoblastique. Quartz, plagioclase, microcline et biotite.
Galerie du Saut de la Truite.
3. — Enclave de cornéenne, lumière naturelle, x 40.
Structure granoblastique et pœcilitique. Biotite (sombre), microcline et accessoirement quartz et plagioclase (blancs).
Sept-Faux.
4. — Enclave surmicacée, lumière naturelle, x 40.
Structure grano-lépidoblastique. Biotite (sombre), quartz et plagioclase (blancs).
La Sigarrié.

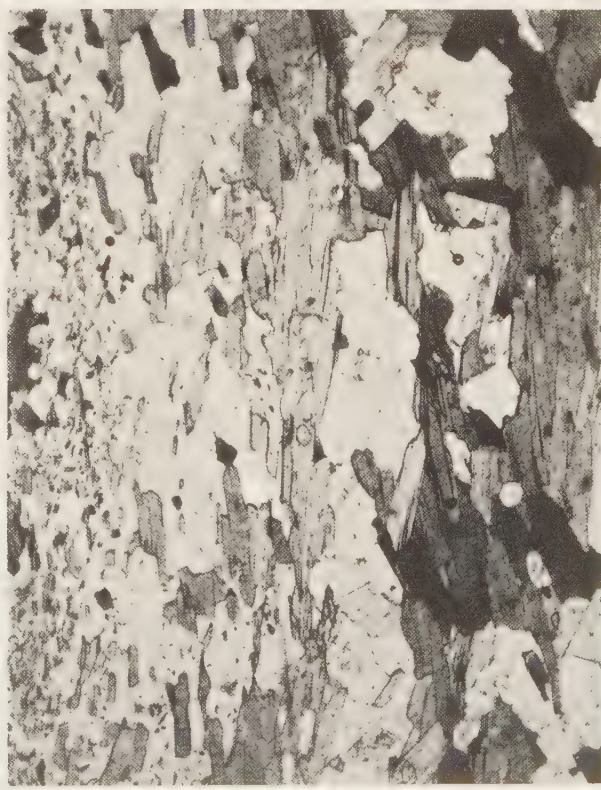
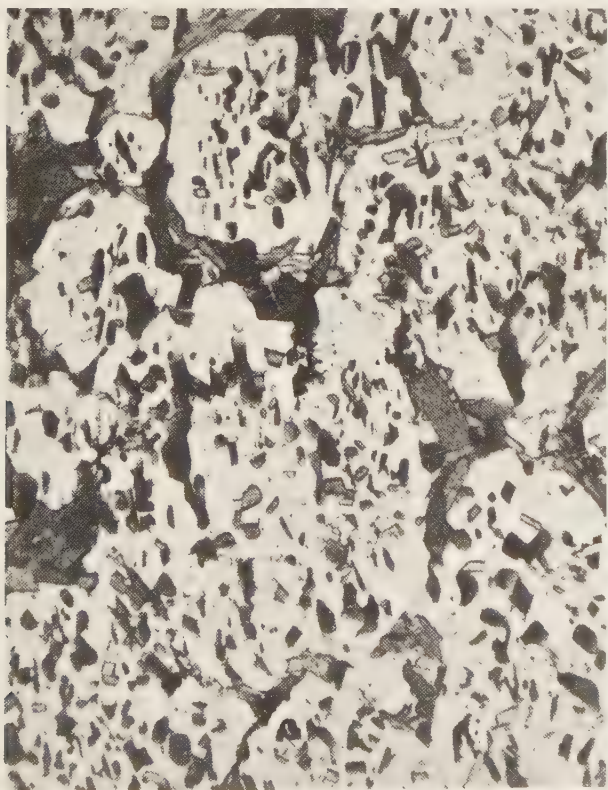
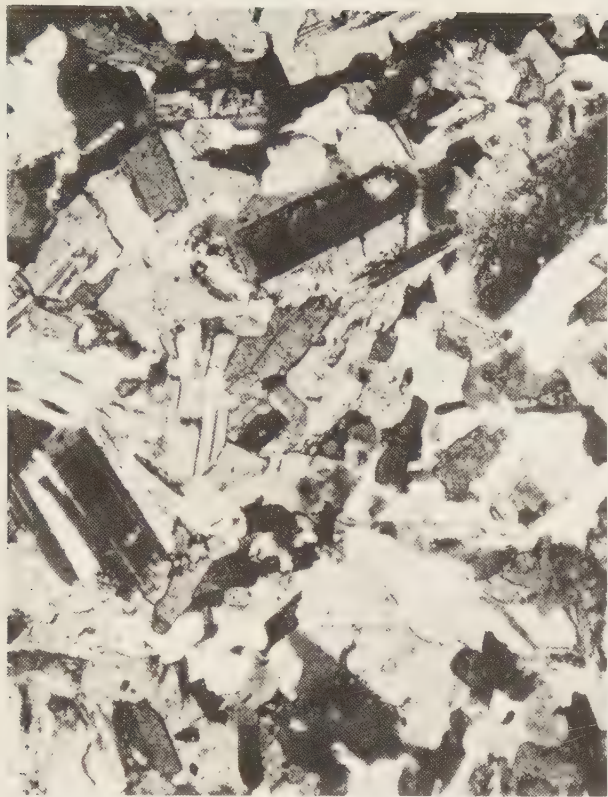


PLANCHE III

GRANITES DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

1. — Enclave microgrenue sombre dans granite porphyroïde du Liron.

On remarque la présence d'un porphyroblaste de feldspath potassique développé en partie dans le granite et en partie dans l'enclave.

Pont des Abarines.

2. — Enclave microgrenue sombre recoupée par un filonnet aplitique.

Lit du Gardon de Saint-Jean en amont de cette localité.

3. — Enclave double. Une enclave microgrenue sombre contient une enclave de cornéenne, laquelle dépasse légèrement dans le granite. Le contact entre roche microgrenue et cornéenne est parfaitement net. Il est même souligné par une mince frange blanche.

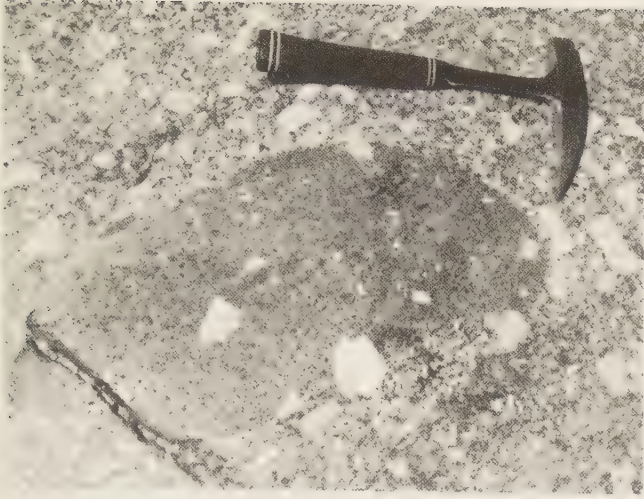
Lit du Gardon de Saint-Jean en amont de cette localité.

4. — Enclave microgrenue en voie de granitisation. Des veines granitiques à contour diffus, contenant quelques porphyroblastes de feldspath potassique ont envahi une enclave microgrenue dont il ne reste plus que des cloisons micacées.

Lit du Gardon de Mialet en aval du pont de Falguières.

5. — Enclave de cornéenne avec lits de quartz d'exsudation.

Granite du Saint-Guiral près de Dourbies.



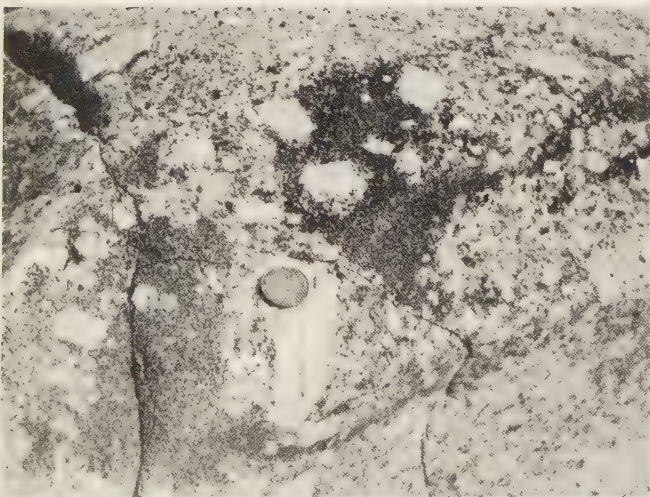
1



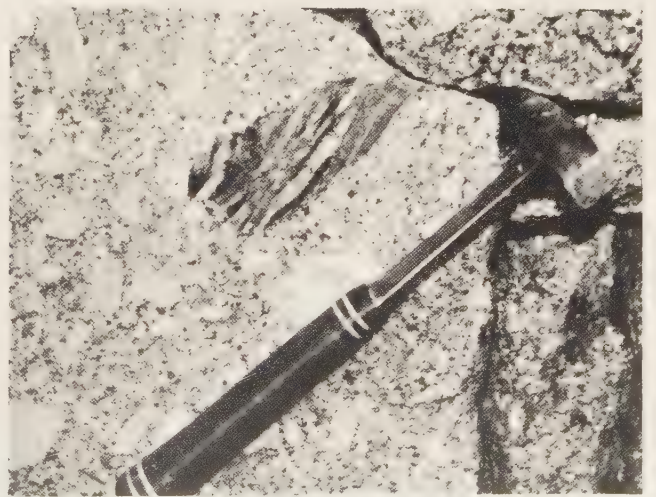
2



3



4

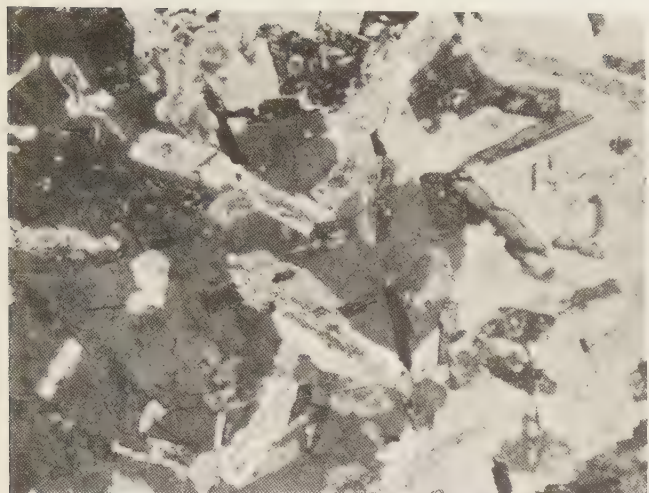


5

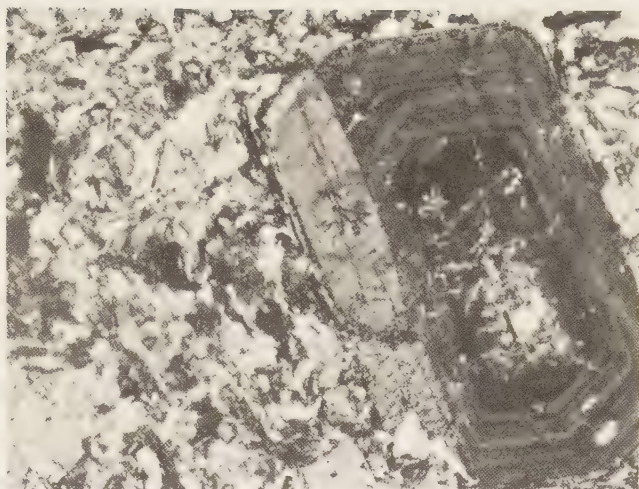
PLANCHE IV

GRANITES DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

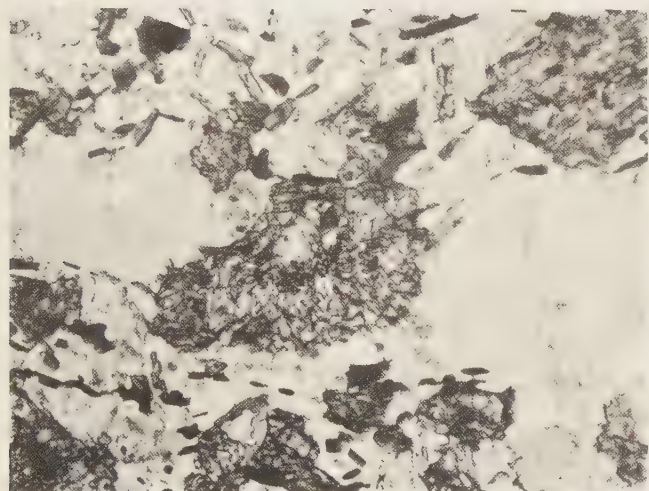
1. — Enclave microgrenue claire, lumière polarisée, x 30.
Structure pœcilitique: de grandes sections xénomorphes de quartz et de feldspath alcalin englobent des cristaux automorphes plus petits de biotite et andésine.
Massif du Saint-Guiral, carrefour des routes D. 299 et D. 151.
2. — Enclave microgrenue sombre plagioclasique, lumière polarisée, x 30.
Structure microgrenue porphyrique avec phénocrystal zoné d'andésine.
Massif de l'Aigoual, La Brasque.
3. — Enclave microgrenue sombre monzonitique, lumière naturelle, x 30.
Structure confuse avec plages claires de feldspath alcalin et agrégats sombres de hornblende.
Massif du Saint-Guiral, Mandagout.
4. — Enclave microgrenue sombre plagioclasique, lumière polarisée, x 30.
Structure pseudo-doléritique.
Massif du Saint-Guiral, route D. 151 à 4,200 km de l'Espérou.
5. — Enclave de cornéenne, lumière polarisée, x 30.
Structure granoblastique. Alternance de lits de quartz et de lits de plagioclase et biotite.
Massif du Liron, Pont des Abarines.
6. — Corindon dans enclave surmicacée, lumière naturelle, x 30.
Corindon (fort relief), biotite (sombre), feldspaths (incolores).
Massif du Liron, Pont des Abarines.



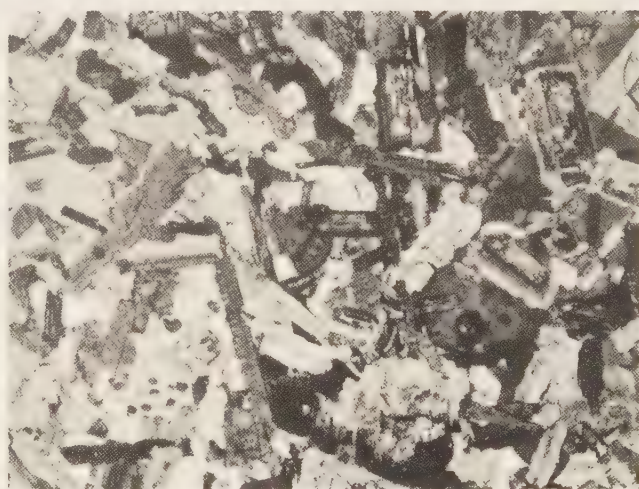
1



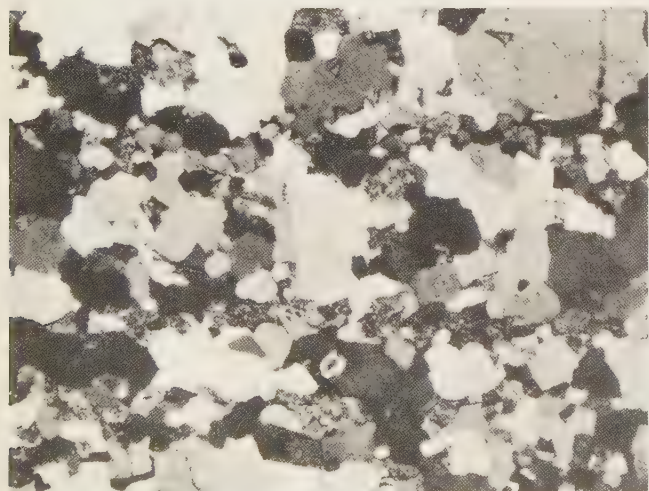
2



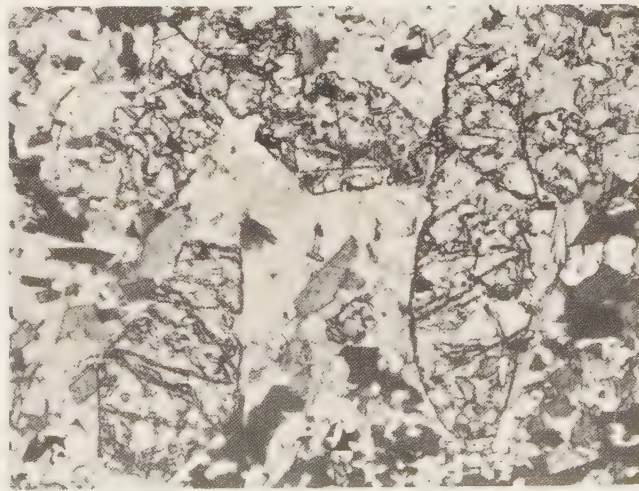
3



4



5

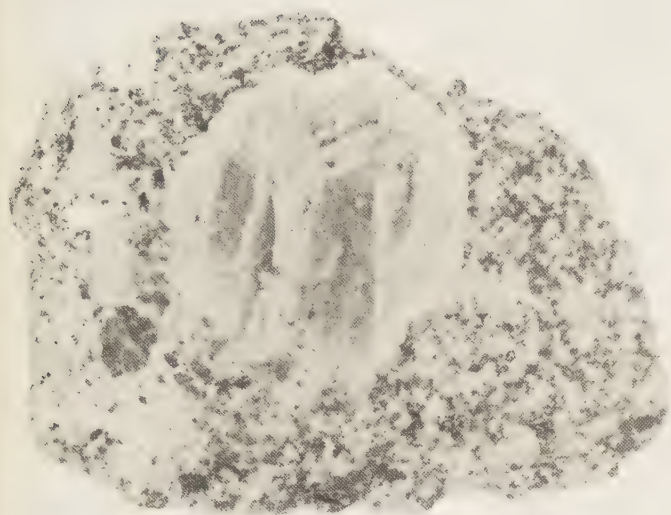


6

PLANCHE V

MASSIF DU MAYET-DE-MONTAGNE

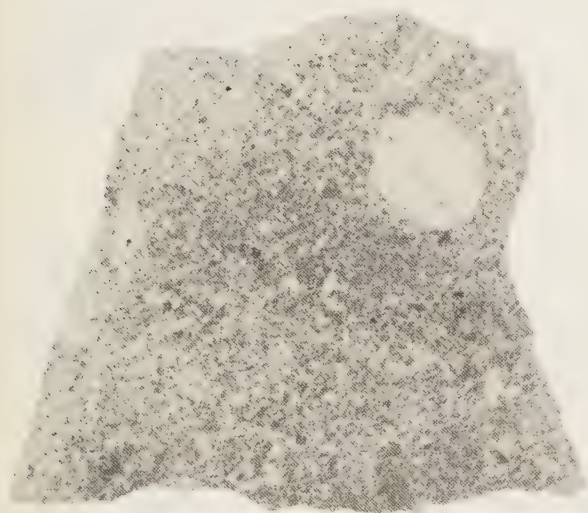
1. — Feldspath « rapakivi » dans granite du Mayet.
Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.
2. — Fragment d'une grosse enclave microgrenue claire, traversée
par une veine grenue avec porphyroblastes de microcline.
Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.
3. — Fragment d'une grosse enclave microgrenue avec grand
porphyroblaste de microcline et un petit fragment de cornéenne
(au-dessus du grand feldspath).
Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.
4. — Enclave de cornéenne dans granite du Mayet-de-Montagne.
Barnichon, près La Chapelle.



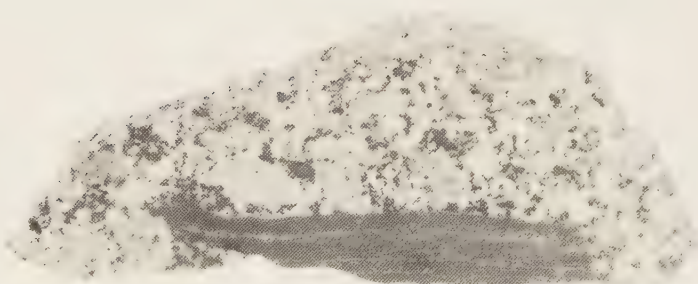
1
0 5
cm



0 10 2
cm



3
0 5
cm



4

0 10
cm

PLANCHE VI

MASSIF DU MAYET-DE-MONTAGNE

1. — Enclave microgrenue sombre plagioclasique, lumière polarisée, x 30.

Enchevêtrement de baguettes de plagioclase séricitisé et de paillettes de biotite, quartz xénomorphe dans les interstices.

Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.

2. — Enclave microgrenue claire, lumière polarisée, x 30.

Structure pœcilitique. De grandes sections xénomorphes de microcline et de quartz englobent de petits cristaux automorphes de biotite et d'andésine.

Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.

3. — Enclave microgrenue sombre subalcaline, lumière naturelle, x 30.

Structure confuse avec îlots de feldspath alcalin (incolore) et agrégats de petits cristaux de hornblende (sombre).

Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.

4. — Enclave de cornéenne, lumière naturelle, x 30.

Structure granoblastique. Dans un fond incolore quartzo-feldspathique on distingue de petites paillettes sombres de biotite et des alignements de cristaux de hornblende (gris).

Barnichon près La Chapelle.

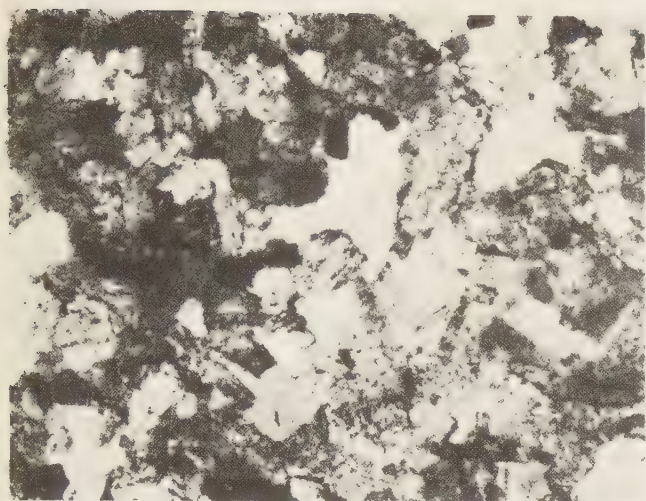
5. — Agrégat de fins cristaux de hornblende dans granite porphyroïde. Lumière naturelle, x 30.

Bargeon près Nizerolles.

6. — Aiguilles d'apatite dans enclave microgrenue. Lumière naturelle, x 150.

Les aiguilles d'apatite se détachent sur un fond de feldspath alcalin, on aperçoit à la périphérie quelques cristaux de hornblende.

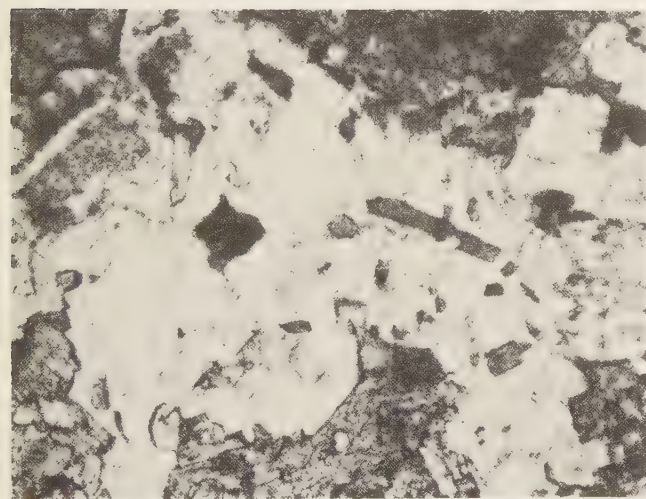
Carrière Jacquet, Le Mayet-de-Montagne.



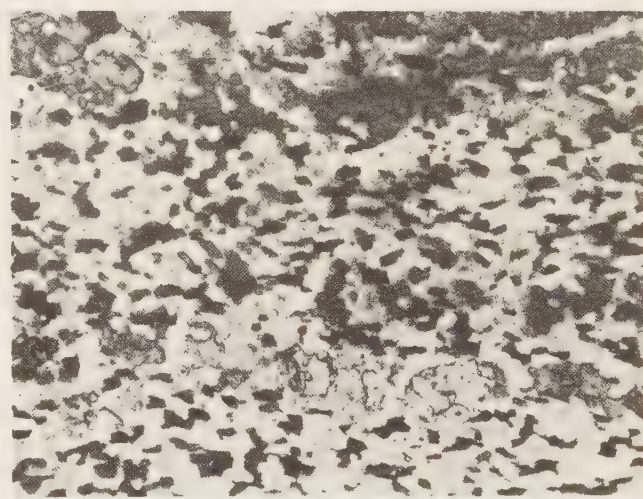
1



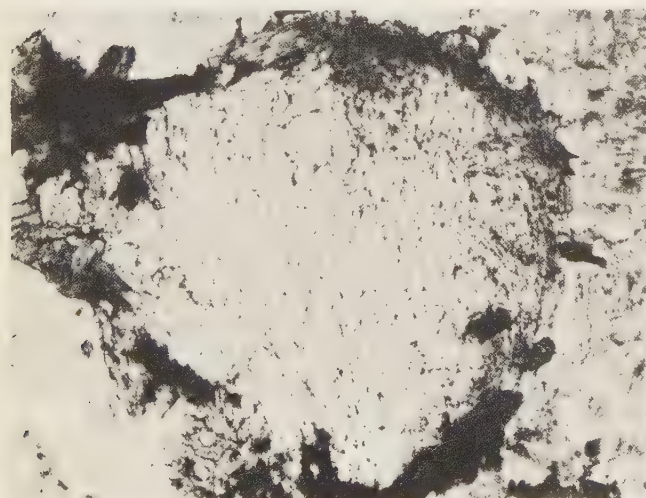
2



3



4



5



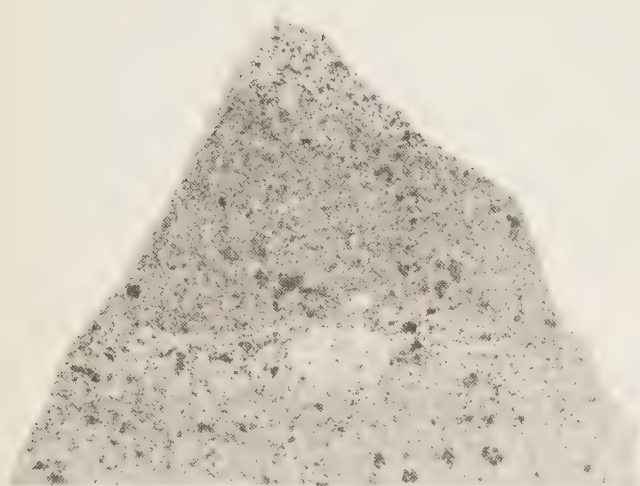
6

PLANCHE VII

MASSIF MICROGRANITIQUE DE POUZOL-SERVANT

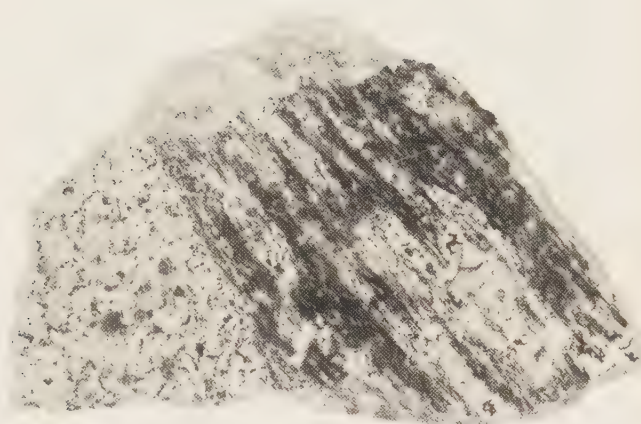
1. — Enclave microgrenue parcourue par une veine claire avec grand cristal de feldspath potassique.
Grande carrière de Chouvigny.
2. — Enclave de schiste cristallin avec lits clairs résultant d'une légère fusion anatectique.
Grande carrière de Chouvigny.
3. — Cristal d'andalousite partiellement pseudomorphosé en un agrégat de spinelle, corindon et séricite. Lumière naturelle, x 40.
Carrière abandonnée sur N. 715 à 0,900 km de Pont-de-Menat (collection J. Dubosclard).
4. — Micropli dans une enclave surmicacée. Lumière naturelle, x 40.
Carrière abandonnée sur N. 715 à 0,900 km de Pont-de-Menat (collection J. Dubosclard).

0 5
cm



1

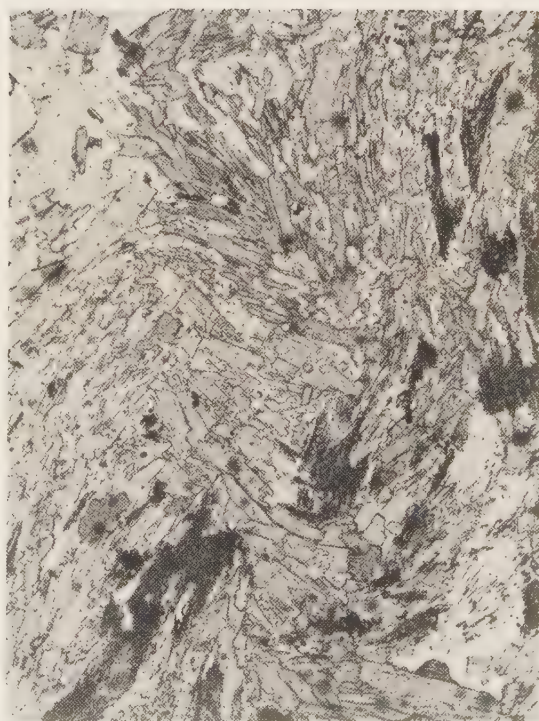
0 3
cm



2



3

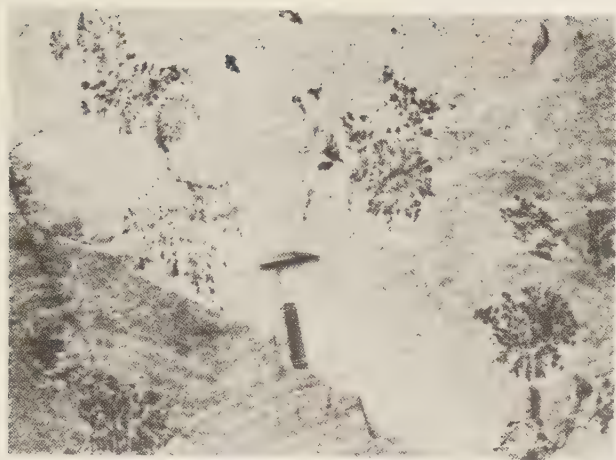


4

PLANCHE VIII

GRANITE MIGMATITIQUE DU VELAY

1. — Granite clair à très gros nodules de cordiélite.
Saint-Sauveur-de-Montagut (Ardèche).
2. — Petite enclave de gneiss migmatitique pénétrée par une veine granitique.
Carrière du barrage de La Palisse (Ardèche).
3. — Enclave de gneiss dans granite clair.
Craponne-sur-Arzon (Haute-Loire).
4. — Granite migmatitique riche en enclaves de gneiss et de vaugnérîte.
Dornas (Ardèche).
5. — Diorite quartzique de Verrières-en-Forez parcourue par des veines granitiques. •
N. 496 près de Verrières-en-Forez (Loire).
6. — Diorite du Peyron parcourue par des veines granitiques.
Le Peyron près Burzet (Ardèche).



1



2



3



4



5

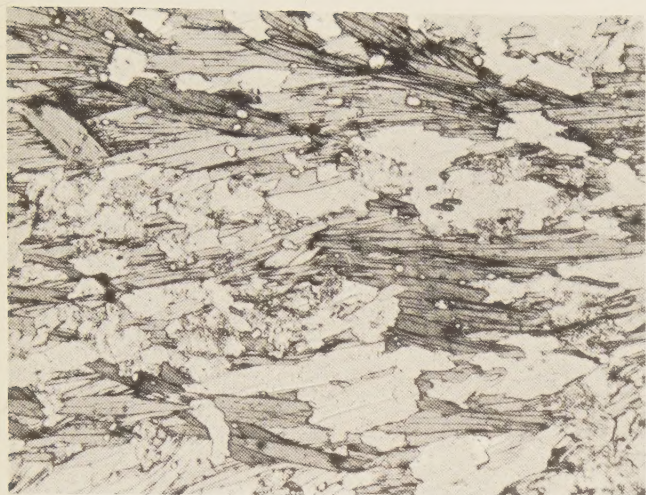


6

PLANCHE IX

GRANITE MIGMATITIQUE DU VELAY

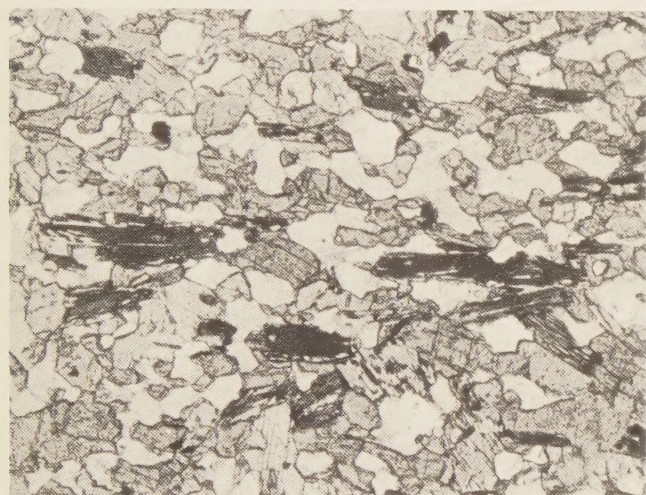
1. — Enclave de gneiss, lumière naturelle, x 30.
Structure grano-lépidoblastique.
Carrière du barrage de La Palisse (Ardèche).
2. — Enclave surmicacée, lumière naturelle, x 30.
Accumulation de paillettes de biotite en position assez désordonnée.
Mézilhac (Ardèche).
3. — Enclave d'amphibolite à biotite, lumière naturelle, x 30.
On remarquera l'orientation des biotites (sombres).
Saint-Michel-de-Chabrillanoux (Ardèche).
4. — Enclave d'amphibolite à pyroxène, lumière naturelle, x 30.
Dans une zone pauvre en ferro-magnésiens (amphibole : noire et pyroxène : gris) on remarque la présence d'un fond de plagioclase basique à fort relief, criblé de petites inclusions de quartz.
Barrage de Lavalette près Lapte (Haute-Loire).
5. — Norite de Lamastre, lumière naturelle, x 75.
Cristal prismatique d'hypersthène et plagioclase parcouru par les fines veines colorées caractéristiques des roches malgachitiques.
Lamastre (Ardèche).
6. — Grand cristal d'amphibole en voie de remplacement par de la biotite, lumière naturelle, x 30.
Bonneval (Haute-Loire).



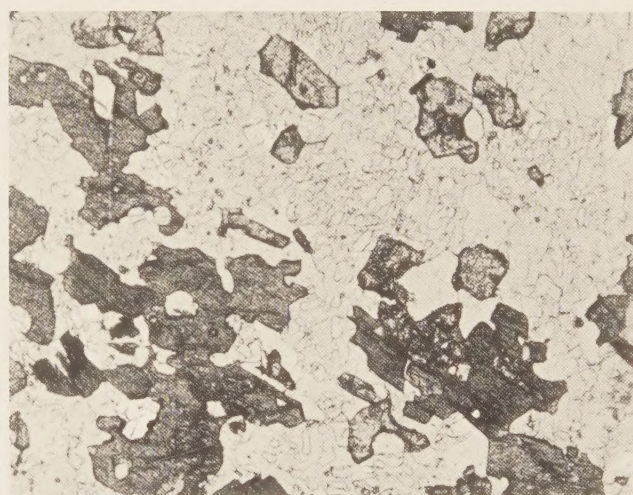
1



2



3



4



5



6

G. DE BUSSAC
2, COURS SABLON
CLERMONT-FERRAND